MIKROSKOPISCHE PHYSIOGRAPHIE

DER

PETROGRAPHISCH WICHTIGEN MINERALIEN

BEGRÜNDET VON

H. ROSENBUSCH
(† 1914)

BAND I. ZWEITE HÄLFTE

SPEZIELLER TEIL

FÜNFTE, ERWEITERTE AUFLAGE

VON

Dr. O. MÜGGE
O. PROFESSOR DER KRISTALLOGRAPHIE,
MINERALOGIE UND PETROGRAPHIE AN DER UNIVERSITÄT GÖTTINGEN

2. LIEFERUNG

MINERALIEN DES RHOMBISCHEN UND MONOKLINEN KRISTALLSYSTEMS

MIT 98 FIGUREN IM TEXT UND 11 TAFELN

STUTTGART
E. SCHWEIZERBART'SCHE VERLAGSBUCHHANDLUNG
(ERWIN NÄGELE) G. M. B. H. 1926

Alle Rechte, auch das der Übersetzung, vorbehalten.
Copyright 1926 by E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele) G. m. b. H., Stuttgart.
Printed in Germany.

Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Stuttgart

552.8
R72m5
v.1
pt.2 2

LIBRARY
UNIVERSITY OF ILLINOIS
URBANA

Inhalt.

Seite

Mineralien des rhombischen Kristallsystems 277

Brookit 277
Pseudobrookit 281
Goethit 283
Lepidokrokit (Rubinglimmer) 285
Brauneisenstein (Limonit) 286
Diaspor 287
Carnallit 288
Aragonit 291
Conchit 293
Ktypeit 294
Ludwigit 296
Thenardit 297
Glaserit 298
Palmierit 298
Anhydrit 299
Bassanit 301
Cölestin 301
Baryt 303
Bittersalz 305
Columbit und Tantalit 306
Andalusit 308
Chiastolith 313
Manganandalusit und Viridin 313
Sillimanit 316
Mullit 320
Topas 322
Danburit 326
Dumortierit 328
Grandidierit 331
Staurolith 332
Kornerupin und Prismatin 335
Rhombische Pyroxene 337
Chem. Zus., Morph. 337. Koh., Opt. 338. Phys.-Chem. 340. Bastit (Schillerspat) 342. Vork. 343. Lit. 347.

Geol. 13 Ag 26. Stech. 2 Lfg (1. Bd. 2 H.) 1926. cont.

Seite

Rhombische Amphibole 348
Chem. Zus., Morph., Koh., Opt. 348. Phys.-Chem. 350. Vork. 351. Lit. 353.
Olivingruppe 354
1. Forsterit 354
2. und 3. Olivin und Fayalit 355
Morph. 355. Koh., Opt. 357. Phys.-Chem. 359. Serpentinisierung 359. Iddingsit 360. Kelyphit 362. Vork. 363.
4. Monticellit 366
Kalkorthosilikat 367
Lit. z. Olivingr. 367
Humit 370
Lievrit 371
Breislakit 373
Cordierit 374
Chem. Zus., Morph. 374. Koh. 375. Opt. 376. Phys.-Chem. 378. Umwandlungen 378. Vork. 380 Lit. 383.
Lawsonit 384
Hibschit 386
Karpholith 386
Zoisit 388
Thulit 392
Prehnit 393
Astrophyllit 397
Lamprophyllit 399
Talk 400
Serpentin 402
Pyrophyllit 408
Natrolith 409
Thomsonit 410

Mineralien des monoklinen Kristallsystems 411

Baddeleyit 412
Zirkonoxyd 414
Hydrargillit 415
Aluminiumhydrogel 417
Kryolith 418
Bischofit 419
Hydromagnesit 421
Glauberit 423
Gips 424
Bassanit 427
Kieserit 428
Leonit 430
Blödit (Astrakanit, Simonyit) 431
Vanthoffit 432
Syngenit 432

Seite

Kainit 434
Schoenit (Pikromerit) 435
Monazit 436
Lazulith 440
Sapphirin 442
Klinohumite 444
Chondrodit und Klinohumit 445
Prolektit 447
Berylliumhumit 447
Leukophönizit 448
Titanolivin 448
Lit. z. d. Klinohumiten 449
Wollastonit 450
Pektolithe 454
Magnesiumpektolith 455
Manganpektolith 455
Rosenbuschit 456
Datolith 458
Gadolinit 460
Monokline Pyroxene 463
1. Diopsidische Pyroxene 464
Chem. Zus., Morph., Koh. 464. Opt. 466. Phys.-Chem., Vork. 470.
Mansjöit 472
Schefferit 472
Diallag 472
Magnesiumdiopsid 474
2. Augitreihe 477
Chem. Zus. 476. Morph. 477. Koh., Opt. 479. Phys.-Chem. 480. Vork. u. Var. 481.
Diopsidischer Augit 481
Basaltische Augite 482. Isomorphe Schichtung 483. Sanduhrbau 483.
Fassait 486
Omphacit 486
3. Alkalipyroxene 487
Akmit und Ägirin 487
Chem. Zus., Morph. 487. Koh., Opt. 488. Phys.-Chem. 490. Vork. und Variet. 491.
Ägirinaugit 493
Morph., Koh., Opt. 493. Phys.-Chem. 494. Vork. 495.
Ägirin-Hedenbergit 495
Fedorowit 495
Jadeit 495
Spodumen 497
Lit. z. d. Pyroxenen 499
Låvenit 503
Wöhlerit 506

Seite

Monokline Amphibole 508
1. Strahlsteingruppe 509
Chem. Zus., Morph. 509. Koh., Ätzg. 510. Opt. 512. Phys.-Chem. 514. Vork. u. Var. 515.
Tremolit, Aktinolith, Smaragdit 515
Nephrit 516
Grünerit 516
2. Hornblendegruppe 518
Chem. Zus. 512. Morph. Koh. 519. Opt. 520. Phys.-Chem., Umbildungen 525. Uralit 526. Vork. u. Var. 529.
Gem. Hornblende, Edenit 529
Karinthin, Pargasit 530
Soretit 531
Basalt. Hornblende 531
Syntagmatit 532
Barkevikit 532
Kaersutit 533
Katophorit 534
3. Gruppe der Alkaliamphibole 535
Glaukophane 536
Gastaldit 538
Szechenyit 539
Imerinit 539
Holmquistit 539
Arfvedsonit-Riebeckitreihe 540
Arfvedsonit 541
Anophorit 543
Riebeckit 544
Hastingsit 547
Crossit 547
Krokydolith 548
Rhodusit 549
Lit. z. d. Amphibolen 550

Mineralien des rhombischen Kristallsystems.

Alle rhombischen Kristalle haben drei ausgezeichnete[1]) aufeinander senkrechte Ebenen und Richtungen. Flächen von allgemeinster Lage zu den Symmetrieelementen erscheinen mindestens zu vieren, ihre Winkel sind für jedes rhombische Mineral andere und je zwei für dieses charakteristisch. Daher ist es nicht mehr möglich, die kristallographische Orientierung eines beliebigen Schnittes aus seinen Umrissen zu ermitteln. Dafür gewinnen individuelle Kennzeichen: Zwillingsbildung, Spaltbarkeit usw. und namentlich optische Eigenschaften eine erhöhte Bedeutung. Zwillingsebenen und Spaltflächen liegen fast stets senkrecht zu den ausgezeichneten Ebenen (gehen durch ausgezeichnete Richtungen), während letztere selbst in optischer Hinsicht stets Symmetrieebenen (bezw. -achsen) sind.

Gegenüber den optisch einachsigen Kristallen ist hier charakteristisch: im parallelen Licht die Dispersion der Auslöschungsrichtungen in allen Schnitten beliebiger Lage, die nach Maßgabe der Dispersion der optischen Achsen mit Hilfe der Fresnelschen Konstruktion ermittelt werden kann und sich am stärksten in Schnitten aus der Nähe der optischen Achsen bemerklich macht. Frei davon sind nur die Schnitte nach Ebenen durch die ausgezeichneten Richtungen, in denen die Auslöschung letzteren parallel ist. Im konvergenten Licht: Abweichung der isochromatischen Kurven von der Kreisform und Krümmung der Hauptisogyre im Schnitt senkrecht zu einer optischen Achse (wenn nicht der Achsenwinkel gerade 90^0 ist) und ihre Drehung bei Drehung des Präparates. — Bei pleochroitischen Kristallen kann Pleochroismus auch in Schnitten senkrecht zu den optischen Achsen vorhanden sein.

Brookit.

Chem. Zus. TiO_2, mit kleinem Gehalt an Fe_2O_3.

Morph. Rhombisch, holoedrisch (auch nach den Ätzfiguren.)

0,8416 : 1 : 0,9444 v. Kokscharow.

(110), (100), (010), (210), (021), (122), (102), (001)

und andere Formen. — Habitus vorwiegend tafelförmig nach (100), welche Fläche fast immer deutlich vertikal gestreift ist, auch nadelförmig durch gleichmäßige Ausbildung von (100) und (010), gelegentlich stark verzerrt

[1]) Darunter sind solche Ebenen verstanden, die entweder selbst Symmetrieebenen sind oder auf solchen senkrecht stehen, und solche Richtungen, die entweder selbst Symmetrieachsen sind oder auf Symmetrieebenen senkrecht stehen.

durch Überwuchern eines Paares von Prismenflächen, oder von (102). Fig. 29 gibt das Bild mikroskopischer Brookite. — Stets idiomorph in mehr oder weniger vollkommener Weise. — Der Arkansittypus scheint mikroskopisch noch nicht beobachtet zu sein.

$110 : 1\bar{1}0 = 80^0\,10'$ $\quad 122 : \bar{1}22 = 44^0\,23'$
$021 : 0\bar{2}1 = 124^0\,12'$ $\quad 122 : 1\bar{2}2 = 78^0\,57'$
$102 : \bar{1}02 = 58^0\,35\frac{1}{2}'$

Zwillingsbildung nichtsicher bekannt.

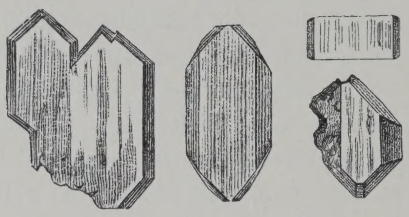


Fig. 29.

Koh. Spaltbarkeit nach (010), mikroskopisch selten deutlich. H = 5,5—6.— d = 3,87—4,2.

Opt. Etwas metallischer Diamantglanz. Farbe fuchsrot bis gelblich und bräunlich, in dickeren Tafeln aschgrau bis eisenschwarz. Im durchfallenden Lichte gelblich, rötlich, bräunlich bis fast farblos bei hinreichender Dünne, selten bläulich bis grünlichblau. Sehr hohe Brechung und sehr starke positive Doppelbrechung.

Für Br. von Tremadoc fand Wülfing:

	Li	Na	Tl
α	= 2,5408	2,5832	2,6265
β	= 2,5418	2,5856	—
γ	= 2,6444	2,7414	—
Δ	= + 0,1036	+ 0,1582	—

Die Dispersion der Doppelbrechung ist also schon zwischen Li und Na außerordentlich groß, $\frac{\Delta\,\text{Na} - \Delta\,\text{Li}}{\Delta\,\text{Na}} = + 2{,}90$.

Es müssen also durch (010) und (001) stark übernormale Farben sichtbar werden, an Blättchen ∥ (100) aber anormale, da der Achsenwinkel für gelbgrün um a = c gleich Null wird, indem die optischen Achsen für $\lambda = 691 - 555\ \mu\mu$ in (001), dagegen für kürzere Wellenlängen in (010) liegen.

v. Zepharovich (1) fand für eine Platte von Pregratten

λ =	691 $\mu\mu$	589 $\mu\mu$	532 $\mu\mu$	486 $\mu\mu$
2 E =	+ 58° 22′	+ 30° 16½′	— 33° 48′	— 70° ca.

Durch Erwärmen verkleinert sich der Winkel der in (010) liegenden Achsen, vergrößert sich der in (001) liegenden, nach Des Cloizeaux bis Rotglut von 42° auf 47°. Bei der Temperatur der flüssigen Luft tritt nach Panichi (2) Einachsigkeit für Gelb ein.

Bei dickeren Blättchen erscheinen im weißen konvergenten Lichte auf Blättchen nach (100) vier hyperbolische Streifensysteme, im homogenen konvergenten Lichte die normale Interferenzfigur zweiachsiger Kristalle. In sehr dünnen Blättchen nach (100) ist wegen des sehr geringen Wertes für $\beta - \alpha$ die Erscheinung weniger deutlich.

Phys.-Chem. Nimmt bei starkem Erhitzen die Dichte des Rutils an; diese Umwandlung ist nicht umkehrbar. Im Einklang damit erscheint der Brookit auch bei gewöhnlicher Temperatur nach seiner Verbreitung als die weniger stabile Modifikation und es sind Pseudomorphosen von Rutil nach Brookit bekannt (Magnetcove, sog. Arkansit), nicht aber umgekehrt. An Brookiten von Diamantina (Brasilien) beobachtete Hussak (3) eine Trübung und einen Zerfall in zwillingsähnliche, sich unter 60° kreuzende Streifen, die nach seiner Meinung nicht Rutil waren. — Verhalten gegen Lösungsmittel wie Rutil.

Künstl. Darstellung. A. Daubrée (14) erhielt Br., als er in rotglühenden Röhren Dämpfe von Wasser und von Titanchlorid aufeinander wirken ließ und als er bei derselben Temperatur Titanchlorid über Ätzkalk leitete. — Nach denselben und analogen Methoden gewann ihn Hautefeuille (15), welcher beobachtete, daß sich Rutil, Anatas und Brookit durch dieselben Prozesse, aber bei verschiedenen Temperaturen gewinnen lassen. Der Brookit bedarf einer niedrigeren Temperatur als der Rutil.

Vork. In frischen Eruptivgesteinen als Ausscheidung aus Schmelzfluß ist der Br. (auch entsprechend seiner Unbeständigkeit bei höherer Temperatur) nicht beobachtet[1]), wohl aber in Drusenräumen von Granit, z. B. bei Wolfshau im Riesengebirge, dann vielfach auf Klüften von Gneis und Chloritschiefern der Alpen, in Californien (Eldorado Co.), in Trümern des Freiberger Gneises [nach Kolbeck (4)], und zwar hier wie in den Alpen zuweilen zusammen mit Rutil und Anatas auf derselben Stufe.

Öfter noch in unfrischen, zersetzten Gesteinen; so nach Schilling (5) im Diabas bei Mägdesprung im Harz, dann namentlich in zersetzten Glimmern gneisiger und granitischer Gesteine, wohl von ihrem Ti-Gehalt stammend.

So beschrieb ihn H. Thürach (6), dem die Fig. 29 entnommen ist, im zersetzten Granit von Steinbach bei Fürth im Odenwald, Windeck bei

[1]) Nach Gomes (bei Tenne-Calderon, Mineralogie der Iberischen Halbinsel, 1902, 112) in Foyaiten Portugals.

Weinheim a. d. Bergstraße, Burgfels bei Wittichen und aus der Gegend von Rippoldsau im Schwarzwald, Fuchsberg bei Striegau in Schlesien, aus Gneisen gegenüber der Kirche von Rippoldsau, aus Quarzporphyr von Sailauf bei Aschaffenburg, ferner (7) aus dem Biotit einer Ausscheidung im Staurolithgneis am Kest bei Schöllkrippen im Spessart und aus dem Glimmer der körnigen Kalke von Ville-ès-Martin bei St. Nazaire, Loire-Inférieure, des Glimmerporphyrits von Ponchon bei Cercié, Rhône, und des Granits von Lacourt, Ariège.

Vandernolle (9) isolierte ihn aus zersetztem Glimmer des Albitgneises von Ernée (2 g aus 10 kg Glimmer); er ist hier durch Rutil (in regelmäßiger Stellung zum Br.) paramorphosiert, wobei die Umwandlung vom Rande nach der Mitte in Streifen nach (001) des Br. fortschritt.

Als Kontaktprodukt, und zwar von Quarzfels (Novakulit) sind die bekannten Pseudomorphosen des Arkansit von Magnetcove, Arkansas, nach J. Fr. Williams (10) aufzufassen; ebenso fand ihn als Kontaktprodukt R. Beck (11) in Knotenglimmerschiefer des Müglitztales bei Dresden.

Ferner entdeckte ihn Thürach (auf primärer Lagerstätte) in vielen Sedimenten (Kohlesandstein von Skalitz in Mähren, Zechsteindolomit von Görisseifen in Schlesien, Triasdolomit von Fally im Wallis, Keupersandstein von Burgpreppach in Unterfranken, Doleritschutt vom Hopfenberg bei Schwarzenfels in der Rhön). — Cayeux (12) beobachtete ihn in der nordfranzösischen Kreide. An allen Orten wird er bald von Anatas, bald von Rutil, seltener von beiden zugleich begleitet. — A. Müller (13) fand ihn als Neubildung aus Titanit im Hangenden des körnigen Kalkes von St. Philippe bei Markirch in den Vogesen.

Literatur.

(1) v. Zepharovich, Z. X. **8**. 581, 1883.
(2) Panichi, Zentralbl. 1902, 322.
(3) Hussak, N. J. 1898 II, 99.
(4) Kolbeck, Zentralbl. 1908, 547.
(5) Schilling, Z. D. G. G. **21**, 703, 1869.
(6) Thürach, Verhandl. Phys. Med. Ges. Würzburg 1884. N. F. **18**, 273.
(7) Thürach, Mitt. Bad. geol. Land. **3**, 358, 1895.
(8) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **14**. 192, 1891.
(9) Vandernolle, C. R. **151**, 151, 1910.
(10) J. Fr. Williams, Ann. Rep. geol. Surv. Arkansas f. 1890 II, 1891.
(11) R. Beck, N. J. 1892 I, 159.
(12) Cayeux, C. R. **112**, 969, 1891.
(13) A. Müller, N. J. 1858, 820.
(14) Daubrée, C. R. **79**, 227, 1849 und **39**, 13, 1854.
(15) Hautefeuille, C. R. **62**, 148, 1864.

Pseudobrookit.

Chem. Zus. $2\,Fe_2O_3 . 3\,TiO_2$[1]) für die Kristalle von Havredal nach Cederström (1).

Morph. rhombisch, holoedrisch; 0,9812 : 1 : 1,1268 [H. Traube (2)] nach Messungen an Kristallen vom Aranyer Berg.

(100), (210), (103), (101), (110), (010) u. a. Formen. Taflig nach (100), meist mit vertikaler Streifung auf (100), (110) und (210). (Fig. 30.) Immer idiomorph, wenn auch die höchstens 2 mm großen Täfelchen nicht immer allseitig von ebenen Flächen begrenzt sind.

$100 : 110 = 44^0\,28'$ $\quad 100 : 210 = 26^0\,8'$
$101 = 41^0\,03'$ $\quad 103 : \bar{1}03 = 41^0\,54'$

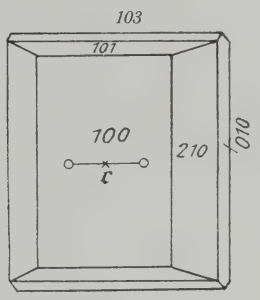


Fig. 30.

Koh. Spaltbarkeit nach (010) deutlich. Törnebohm (3) glaubte auch eine solche nach einem Brachydoma zu beobachten, dessen Spuren auf (100) sich unter ungefähr 60° kreuzen. — H = 6. — d = 4,39 nach Cederström, 4,98 nach Koch.

Opt. Metallischer Diamantglanz, schwarz bis dunkelbraun, nur in dünnsten Täfelchen bräunlich oder rubinrot durchscheinend; gepulvert leberbraun bis ockergelb. Sehr starke Licht- und Doppelbrechung mit positivem

---

[1]) Nach einer Analyse von A. Koch (6) ist $TiO_2 = 52{,}74$, $Fe_2O_3 = 42{,}29$ mit etwas Al_2O_3, der Rest CaO und MgO bei dem Ps. vom Aranyer Berg; das Material wohl etwas verunreinigt durch Hypersthen. — Nach G. Lattermann (4) hat der Ps. vom Katzenbuckel im Mittel aus zwei gut stimmenden Analysen $TiO_2 = 46{,}79$, $Fe_2O_3 = 48{,}64$, $MgO = 4{,}53$, woraus sich die Formel $(TiO_3)_{13}(FeO)_9\overset{III}{Fe}_5Mg$ ableitet. — A. Cederström (1) fand bei Pseud. aus Kjerulfin von Havredal $TiO_2 = 44{,}26$, $Fe_2O_3 = 56{,}42$, also $(TiO_4)_3\overset{III}{Fe}_4$ oder $(TiO_3)_3(FeO)_3Fe$. — Dieselbe Zusammensetzung, aber mit einer Spur MgO, ergab die Analyse des Ps. vom Aranyer Berge, H. Traube (2). — Eine Analyse von Frenzel (15) gibt für den Aranyer Ps. $TiO_2 = 41{,}27$, $Fe_2O_3 = 54{,}24$, $MgO = 2{,}09$, $SiO_2 = 1{,}66$; er bestätigt die Auffassung von Cederström, indem er MgO und SiO_2 als Verunreinigung betrachtet.

Charakter. Ebene der optischen Achsen (001). — a = c, b = a, c = b. — $2H_c = 84^0\,30'$ ungefähr, mit $\varrho < \nu$ nach Lattermann (4). Larsen (5) ermittelte an Kristallen vom Aranyer Berg für Li-Licht: $\alpha = 2{,}38 \pm 0{,}02$, $\gamma = 2{,}42 \pm 0{,}02$. — Ramdohr (16) ermittelte an Kristallen des Hessenbrücker Hammers $\alpha = 2{,}347$ ca., $\gamma = 2{,}375$, also $\Delta = + 0{,}028$. Pleochroismus schwach; die nach c schwingenden Strahlen werden am stärksten absorbiert. Die im allgemeinen tiefere Färbung ist ein Kennzeichen gegenüber Brookit (ebenso die Größe des Winkels der optischen Achsen).

Phys.-Chem. V. d. L. schwer schmelzbar; Schmelztemperatur unbekannt. Wird von Säuren nur sehr schwer angegriffen; kochende Schwefelsäure löst ihn unter Ausscheidung eines weißen kristallinen Pulvers (Lattermann). — Bei längerer Behandlung in verdünnter Flußsäure vollkommen löslich. (Doß.)

Künstl. Darstellung. Die von Doß (8) beschriebenen Kristalle aus den Sulfatöfen sind wahrscheinlich durch Zersetzung von $FeCl_3$- und $TiCl_4$-Dämpfen durch Wasserdämpfe bei hoher Temperatur (und Verbindung der gebildeten Oxyde) entstanden. Die Herkunft des Ti (im Ton der Gestellsteine oder aus der Kohle?) ist nicht aufgeklärt; die Entstehungsweise ist aber vielleicht nicht unähnlich der mancher natürlichen Vorkommen.

Vork. Wohl alle Vorkommen weisen auf pneumatolytische Bildung. Der Ps. wurde von A. Koch (6) auf Klüften und Höhlungen des Andesits vom Aranyer Berge in Siebenbürgen entdeckt in Begleitung von Hypersthen (sog. Szaboit) und Tridymit, braunrotem Granat und Augit. Nach H. Traube (2) steht er hier in Beziehung zu Einschlüssen eines stark veränderten schiefrigen Gesteins. Bei den stärksten Veränderungen besteht das schiefrige Gestein wesentlich aus lagenweis wechselndem Epidot und Eisenglanz; im Eisenglanz findet sich dann nesterweise Pseudobrookit, im Epidot der Hypersthen. — O. Mügge (7) fand ihn in domitartigen Alkalitrachyten von Fayal und S. Miguel auf den Azoren in Begleitung von Hypersthen und goldgelbem Augit, der namentlich als Rand um graugrünen erscheint, so daß die Paragenese ganz ähnlich der vom Katzenbuckel ist. Törnebohm (3) beobachtete ihn in einem Augitandesit der Behrings-Inseln, L. Finckh (9) in neovulkanischem Rhombenporphyr vom Kilimandscharo und Lacroix (10) auf Isle de Réunion in Hohlräumen und auf Stalaktiten von Basaltlaven zusammen mit Plagioklas und Augit als unzweifelhaft pneumatolytisches Produkt, da er im Basalt und auch in seinen Stalaktiten durchaus fehlt.

Besonderes Interesse verdient das von Lattermann (4) beschriebene Vorkommen in einer abnormen gelben Abart des Nephelinbasalts vom Katzenbuckel. Er wird hier begleitet von goldgelbem, FeO-freiem Augit und scheint

hervorgegangen aus Titaneisenerz, dessen Reste er gleichsam noch verkittet. Freudenberg (11) nimmt an, daß sich der Ps. aus dem Ilmenit durch Oxydation seines Eisenoxyduls bildete (ebenso wie aus dem graugrünen FeO-haltigen Augit desselben Gesteins der goldgelbe, nur Fe_2O_3-haltige hervorging). Ramdohr (16) beschrieb ein Vorkommen aus zersetztem Basalt des Hessenbrücker Hammers. Krenner (12) fand Ps. in der Vesuv-Lava von 1872, Thürach (13) in Basaltschutt vom Kreuzberg, sowie im Phonolithtuff vom Käuling in der Rhön.

Sehr reich an Ps. ist ein Amphibolandesit von Miravalles, Costarica. Eigenartig ist das von Lewis (14) beobachtete Vorkommen im Apatit von Jumilla und das von Cederström (1) beschriebene analoge Auftreten in recht großen Kristallen im Kjerulfin von Havredal.

Literatur.

(1) Cederström, Z. X. **17**, 133, 1889.
(2) H. Traube, Z. X. **20**, 327, 1892.
(3) Törnebohm, Vega Exped. vetenskapl. Jakttagelser. Stockholm **4**, 136, 1884.
(4) Lattermann, T. M. P. M. **9**, 47, 1888.
(5) Larsen, U. S. Geol. Surv. Bull. **679**, 123, 1921.
(6) A. Koch, T. M. P. M. **1**, 344, 1878.
(7) O. Mügge, N. J. 1883 II, 196.
(8) Doß, Z. X. **20**, 566, 1892.
(9) Finckh, Rosenbusch-Festschr. p. 389, 1906.
(10) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **41**, 183, 1918.
(11) Freudenberg, Mitt. Bad. Geol. Landesanst. **5**, 265, 1906.
(12) Krenner, Z. X. **17**, 517, 1890.
(13) Thürach, Verhandl. Phys. Med. Ges. Würzburg. N. F. **18**, 273, 1884.
(14) Lewis, Z. X. **7**, 181, 1883.
(15) Frenzel, T. M. P. M. **14**, 126, 1894.
(16) Ramdohr, Nct.Bl. Ver. Erdkde. Darmstadt (5) H. 5, p. 191, 1923.

Goethit.

Chem. Zus. FeO(OH), öfter Mn-haltig.

Morph. Rhombisch, holoedrisch; 0,9185 : 1 : 0,6068 (Phillips). (110), (210), (010), (011), (111), (100); gestreckt ‖ c. Einschlüsse in Glimmer zuweilen ähnlich gruppiert wie die Drillinge nach (011) bei Manganit[1]), auch in sechsstrahligen Sternen, nach Mügge (1). Nadeln, Blättchen nach (010). Pseudomorph nach Pyrit; auch radialstrahlige, kugelige und traubenförmige Massen, z. T. pseudomorph nach Eisenhydrogel.

$$110 : 1\bar{1}0 = 85^0\,8'. \qquad 0\bar{1}1 : 011 = 62^0\,30'.$$

[1]) An einem mikroskopisch kleinen nach (011) verzwillingten Nädelchen von Schönbrunn b. Ölsnitz wurde u. d. M. gemessen $c : \underline{c} = 117^0\,24'$ (ber. $117^0\,30'$) und auch gleichzeitiges Aufschimmern von (011) und ($\underline{011}$) beobachtet (O. M.).

Koh. Spaltbarkeit vollkommen nach (010), wenig deutlich nach (100). — H = 5—5,5. — Dichte stark schwankend: Oberkirchen 4,481, Crystal Peak 4,193, nach Mügge (1). Nach Posnjak und Merwin (2) d = 4,091 —4,263.

Opt. Diamantglanz, ins Metallische. Im durchfallenden Licht gelblich, rötlich, braunrot bis rubinrot. Starke Brechung und Doppelbrechung. Nach Posnjak und Merwin (2) ist:

$$\alpha = 2{,}26 \qquad \beta = 2{,}394 \qquad \gamma = 2{,}40 \qquad \Delta = -0{,}14.$$

Nach Larsen (bei Posnjak und Merwin) ist für Li-Licht:

$$\alpha = 2{,}21, \quad \beta = \gamma = 2{,}33—2{,}35\ ^{1}).$$

Die Doppelbrechung hoch, negativ für alle Farben. Nach Pelikan ist

für rot: a = b, b = a, c = c; also A. E. (100), 2E = 58° 31′,
„ grün: a = c, b = a, c = b, also A. E. (001), 2E = 67° 42′.

Einachsigkeit nach O. Mügge (1) für $\lambda = 605\ \mu\mu$ bei gewöhnlicher Temperatur; daher zeigt sich im Spektrum der Interferenzfarben eine schwarze Bande im Rot und die Interferenzfarbe hinreichend dünner Blättchen nach (010) ist tiefgrün. Mit steigender Temperatur verschiebt sich die schwarze Bande im Interferenzspektrum sehr schnell nach kürzeren Wellen (Unterscheidung von Lepidokrokit, Brookit u. a.) und die Interferenzfarbe wird bald tief rot. Für die Wellenlänge $\lambda = 577$ und $579\ \mu\mu$ wurde gemessen:

t = 12,0°	31°	59°	74,1°	102,5°
2E = 83° 31′	63° 14′	ca. 0°	— 46° 2′	— 96° 11′.

Pleochroitisch; nach Pelikan: ∥ a hellbraun, ∥ b gelbbraun, ∥ c orangegelb.

Nach Mügge: { ∥ b gelbbraun, ∥ c dunkelolivgrün (0,1 mm dick);
∥ b hellgelbbraun, ∥ c olivgrüngelb (0,025 mm dick).

Phys.-Chem. Der G. beginnt an der Luft bei etwa 300° mit merklicher Geschwindigkeit sein Wasser zu verlieren, nach längerem Erhitzen auf rund 400° ist sämtliches Wasser abgegeben, und zwar ohne Bildung einer neuen Phase (Unterschied gegen Lepidokrokit). Das Wasser wird beim Abkühlen und nachher nicht in merklichen Mengen wieder aufgenommen. Dabei tritt eine merkliche (dauernde) Änderung der optischen Eigenschaften ein: Blättchen ∥ (010) werden tief gelbrot, bleiben aber einheitlich doppelbrechend (anscheinend c∥c, mit sehr stumpfer Bisektrix senkrecht 010). Die Dichte vergrößert sich; für

---

[1]) Ähnliche, etwas schwankende Zahlen auch bei Larsen in Bull. U. S. Geol. Surv. No. **679**, p. 80, 1921. Derselbe gibt für die Dispersion z. T. $\varrho < \nu$, äußerst stark, z. T. $\varrho > \nu$ (äußerst stark) an.

Blättchen von Oberkirchen von 4,481 auf 4,524,
„ „ Crystal Peak „ 4,091 „ 4,318.

(Bei Übergang in Eisenglanz müßte die Dichteänderung viel größer sein.)

Nach Spezia (7) tritt Entwässerung auch ein, wenn die Kristalle in Wasser längere Zeit auf 330° erhitzt werden.

In Säuren löslich.

Künstl. Nach O. Ruff (4) entsteht G. aus Eisenhydrogelen bei Temperaturen von 42,5—62,5° (unterhalb derselben soll Brauneisen, oberhalb Hydrohämatit entstehen); indessen konnten Posnjak und Merwin (2) diese Angaben nicht bestätigen. — In der Kälte gefälltes Eisenhydroxyd ist nach Böhm und Niclassen (10) anfangs amorph, wird aber schnell kristallin; heiß gefälltes ist sofort kristallin, indessen ist nicht bekannt, ob es in der Struktur mit Goethit übereinstimmt.

Vork. G. entsteht vielfach durch Kristallinwerden von Eisenhydrogel; dies konnte an dünnen Häutchen des letzteren, die in manchen Glimmern zwischen ihren Blätterdurchgängen eingeschlossen vorkommen, von Mügge (1) genauer verfolgt werden. Die Kolloidscheibchen werden zunächst radialstrahlig-kristallin (Auslöschung c ∥ dem Radius); aus diesen gehen nach und nach deutliche Kriställchen, vielfach Drillingen nach (011) ähnlich, in orientierter Stellung zu den Schlagstrahlen der Glimmer hervor. Auch erscheint der G. kranzförmig als Neubildung um in den Glimmern eingeschlossene Blättchen von Eisenglanz.

Dem G. scheinen nach Farbe und sonstigem optischen Verhalten auch in anderen Mineralien eingeschlossene Nädelchen und Täfelchen anzugehören, die makroskopisch deren lichtgelbe Färbung oder auch aventurinartigen Schiller hervorrufen. — Die südfranzösischen Bauxite enthalten nach J. de Lapparent (9) neben sehr feinen Blättchen von Eisenglanz auch Goethit als färbenden Bestandteil.

Der Lepidokrokit (Rubinglimmer) von Eiserfeld bei Siegen wurde von Lacroix (5) als optisch verschieden von Goethit erkannt. Nach Mügge (1) verhält er sich auch hinsichtlich der Wasserabgabe anders, ebenso hinsichtlich der Dichte, da nach Lacroix d = 3,55—3,63, nach Posnjak und Merwin d = 4,09 ist. Es erscheint daher zwecklos, zu versuchen, seine Form auf die des Goethit zurückzuführen[1]).

Die Blättchen sind rhombisch, Tafelfläche (010), senkrecht dazu die negative Bisektrix. Optische Orientierung nach Mügge (1), wie Figur 31.

[1]) J. Böhm (Zeitschr. f. anorg. Chem. **149**, 215, 1925) hat inzwischen gefunden, daß L. in der Struktur analog ist der von ihm Bauxit genannten Modifikation von AlO(OH).

Doppelbrechung sehr viel stärker als Goethit; nach Posnjak und Merwin ist:

$$\alpha = 1{,}94, \quad \beta = 2{,}20, \quad \gamma = 2{,}51, \quad \Delta = -0{,}57.$$

Die Doppelbrechung also äußerst stark, nach Mügge (6) mit stark übernormalen Interferenzfarben, wie an sehr dünnen Blättchen erkennbar. — $2V = 83^0$ bei nur schwacher Dispersion.

Merklicher Pleochroismus, a hellgelb < b dunkelorange < c (noch dunkler braun). Durch Erwärmen nimmt die Doppelbrechung etwas ab, und die Grenze des Absorptionsgebietes rückt von Blau nach Gelb hin vor.

Lepidokrokit beginnt bereits bei 220^0 sein Wasser abzugeben, und zwar zum Unterschied von G. unter Bildung von Verwitterungsfiguren, also Entstehung einer neuen Phase.[1])

Außer den Vorkommen von Eiserfeld bei Siegen erwähnt Lacroix (5) noch einige französische.

Brauneisenstein (Limonit) nennt man die natürlichen Eisenhydrogele mit stark wechselndem Wassergehalt, adsorptiven Beimengungen und Verunreinigungen mit ihren Übergängen in kristalline, oft radialfaserige

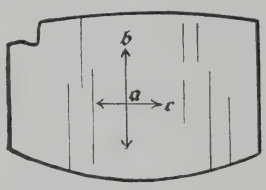


Fig. 31.

Aggregate (Xanthosiderit, brauner Glaskopf). Sie bilden u. a. als Raseneisenerz (Sumpferz, See-Erz, Ortstein) größere, konkretionsartige Massen im Diluvium; als Bohnerze abbauwürdige Lager in verschiedenen Formationen und namentlich in oolithischer Form die berühmten Minette-Erze Lothringens und Luxemburgs. Eine mikroskopische Untersuchung der letzteren gab G. Berg (8).

Literatur.

(1) O. Mügge, N. J. 1916 I, 55.
(2) Posnjak und Merwin, Am. Journ. (4) **47**, 311, 1919.
(3) Pelikan, T. M. P. M. **14**, 1, 1895.
(4) Ruff, Ber. Deutsch. Chem. Ges. 1901, 3417.
(5) Lacroix, Min. de la France **3**, 361, 1901.
(6) Mügge, Zentralbl. 1917, 84.
(7) Spezia, nach N. J. 1911 II, - 167 -.
(8) G. Berg, Z. D. G. G. **73**, 113, 1921.
(9) J. de Lapparent, C. R. **178**, 581, 1924.
(10) Böhm und Niclassen, Zeitschr. f. anorg. Chem. **132**, 1, 1923.

[1]) Bei vollständiger Entwässerung entsteht nach Sosman und Posnjak (Journ. Washington Ac. Sc. **15**, 329, 1925) eine ferromagnetische Modifikation von Fe_2O_3.

Diaspor.

Chem. Zus. AlO(OH).

Morph. Rhombisch, holoedrisch. 0,9372 : 1 : 0,6039 v. Kokscharow. (010), (210), (110), (011), (212) u. a. Formen. Kristalle selten, taflig nach (010), scheibenförmig, selten scharfe Umrisse. Auch stenglig nach c.

$$010 : 110 = 46^0\,51' \quad 010 : 210 = 64^0\,53\tfrac{1}{2}',$$
$$011 : 0\bar{1}1 = 62^0\,15'.$$

Koh. Vollkommene Spaltbarkeit nach (010); auch solche nach (210) wird angegeben; u. d. M. auch Querrisse senkrecht zu (010). H = 6—6,5. — d = 3,3—3,5.

Opt. Glasglanz, auf (010) Perlmutterglanz. Farblos, weiß, grau, grünlich, bläulich im auffallenden Licht, farblos bis bräunlich im durchfallenden. — Starke Brechung und Doppelbrechung, positiv.

$$a = c, \quad b = b, \quad c = a.$$

An D. von Schemnitz bestimmten Michel-Lévy und Lacroix (1) für Na-Licht:

$$\alpha = 1{,}702, \quad \beta = 1{,}722, \quad \gamma = 1{,}750, \quad \Delta = +\,0{,}048, \quad 2V = 84—85^0.$$

Im Dünnschliff keine merkliche Dispersion der optischen Achsen erkennbar.

Pleochroismus im Dünnschliff meist nicht wahrzunehmen; Lacroix (2) fand für das Vorkommen von Bournac im dickeren Dünnschliff $\gamma = \beta$ farblos, α blau.

Phys.-chem. V. d. L. unschmelzbar und heftig zerspringend. Das Wasser entweicht erst bei sehr hoher Temperatur. Wird von gewöhnlichen Säuren nicht, auch von Flußsäure nur sehr langsam gelöst; auch in Kalilauge erst nach starkem Glühen löslich. — Entsteht nach G. Friedel (15) neben Korund in alkalischer Lösung zwischen 450° und 500°.

Vork. Wohl vielfach hervorgegangen aus den gelartigen Verwitterungsrückständen und Zersetzungsprodukten tonerdereicher oder auch tonerdearmer kalkiger Gesteine, die aber weniger leicht kristallin werden als Eisenhydrogel. So nach Tućan (10) in den Terra rossa genannten, hauptsächlich aus Tonerdehydrogel (Sporogelit) bestehenden Rückständen der Kalke und Dolomite Kroatiens und nach Rinne (14) im Bauxit. — Vermutlich öfter das Muttermineral tonerdereicher Minerale in Kontaktzonen und kristallinen Schiefern und daher gern zusammen mit Sillimanit, Cyanit, Margarit, Topas, Lazulith, Korund, Korundophilit u. a. So in Cyanit-Margaritschiefer vom Greiner aufgefunden von vom Rath (3), zusammen mit Korund bei Campolongo (Tessin), bei Horrsjöberg zusammen mit Pyrophyllit, Damourit, Lazulith und Cyanit [Igelström (4)], in Gneiseinschlüssen des Basaltes von Bournac (Hte. Loire) nach Lacroix (12), im Smirgel von Naxos [1])

[1]) Für die Lagerstätten des Smirgels und des begleitenden D. auf Naxos (und auch Kleinasiens) nimmt Papavasiliou (11) aber eine pneumatolytische Entstehung an.

nach Tschermak (5), im Smirgel von Chester, Mass., in den Aluminiumerzen des Bihargebirges nach v. Szadeczky (6) und zwar nach Beyschlag (7) als Kontaktprodukt in granatführendem marmorisiertem Malmkalk, nach Romang (13) in Korundhornfelsen von Kinta (Malakka).

Im Spreustein der südnorwegischen Eläolithsyenite wurde er zuerst von Scheerer, dann auch von v. Eckenbrecher und Brögger nachgewiesen; ebenso im Spreustein des Sodalithsyenites von Julianehaab in Grönland von Ussing (8). — Anscheinend ganz abweichend ist das Vorkommen in den solfatarisch zersetzten Trachyten (Alaunstein) vom Mount Robinson in den Rosita-Hills, Col., wo ihn Cross (9) entdeckte. Cross glaubt, daß der Diaspor vielleicht einer natürlichen Röstung des ihn begleitenden Alunits seine Entstehung verdankt, analog der künstlichen Röstung, bei welcher Alaun nachher ausgelaugt wird und Tonerdehydrogel zurückbleibt.

Literatur.

(1) Michel-Lévy und Lacroix, Minéraux des roches 1888, 178.
(2) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **13**, 7, 1890.
(3) vom Rath, Z. X. **5**, 259, 1881.
(4) Igelström, Bull. Soc. Min. Fr. **6**, 41, 1883.
(5) Tschermak, T. M. P. M. **14**, 319, 1895.
(6) v. Szadeczky, nach Z. X. **44**, 73, 1908.
(7) Beyschlag, Zeitschr. prakt. Geol. **26**, 35, 1918.
(8) Ussing, Meddel. om Grönland **14**, 141, 1898.
(9) Wh. Cross, Am. Journ. **41**, 469, 1891.
(10) Tučan, N. J. B. B. **34**, 411, 1912.
(11) Papavasiliou, Z. D. G. G. **65**, 1, 1913/14.
(12) Lacroix, Bull. d. serv. d. l. Carte géol. Fr. No. **11** II, 37, 1890.
(13) Romang, Eclog. geol. Helv. **17**, 178, 1922.
(14) Rinne, N. J. 1925 I, 167.
(15) G. Friedel, Bull. Soc. Min. Fr. **14**, 7, 1891.

Carnallit.

Chem. Zus. $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6\,H_2O$; zuweilen Ersatz von ein wenig Mg durch Fe, nach Boeke (1), ohne daß aber dadurch Färbung eintritt; öfter mit merklichem Gehalt an Rb (0,03%) nach Wilke-Dörfurt (2); in Kristallen von Staßfurt fand Strutt (3) 0,151 ccm He pro 100 g.

Morph. rhombisch, holoedrisch, 0,5936 : 1 : 0,6907 Hessenberg (4). (001), (110), (010), (111), (121), (021), (201) und viele andere Formen. Pseudohexagonaler Habitus. — Zwillinge nach (110) anscheinend beim Wachstum nicht entstehend, wohl aber sehr leicht durch einfache Schiebungen; dann meist mit zahlreichen, sich gegenseitig abschneidenden, auch verbogenen Lamellen. (Fig. 32.) — Meist körnig, zuweilen mit sehr unregelmäßigen Umrissen, als hätten die Kristalle Resorptionen unterlegen. Zuweilen faserig nach Görgey (5)

$110 : 1\bar{1}0 = 61^0\,23'$ $\quad 111 : 001 = 53^0\,32'$
$201 : 20\bar{1} = 46^0\,31'$ $\quad 221 : 001 = 69^0\,43'$
$021 : 02\bar{1} = 108^0\,11\frac{1}{2}'$.

Koh. Keine deutliche Spaltbarkeit. Bruch muschlig. Einfache Schiebungen nach $K_1 = (110)$ mit $K_2 = (1\bar{3}0)$ nach Johnsen (6). Die Plastizität wird trotz der Leichtigkeit, mit der diese erfolgen, als geringer als bei Steinsalz und Sylvin angenommen, so daß „Trümmer-Carnallite" entstehen können [nach M. Naumann (7)], indessen bezeugen die natürlichen Vorkommen wie Versuche von Rinne (8) weitgehende Faltungsfähigkeit der körnigen Aggregate. Nach Geller (18) beträgt ihr Fließdruck bei 20° rd. 3000 kg/cm², steigt aber schnell mit sinkender Temperatur. $H = 2{,}7$. — $d_{19.4/4/v} = 1{,}6018 \pm 0{,}0004$ [Przibylla (9)].

Opt. Glas- bis Fettglanz. Optische Achsen in (010), spitze positive Bisektrix $a = c$, $b = b$, $c = a$. Kleinfeldt (10) fand $2V = 69^0\,51'$,

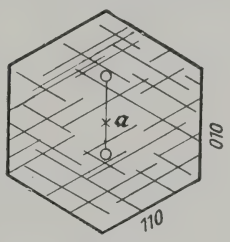


Fig 32.

$\beta = 1{,}4992$ (Na); Busz (11) bestimmte dagegen (an mit Deckgläschen belegten Prismen[1]) für Na:

$$\alpha = 1{,}4665, \quad \beta = 1{,}4753, \quad \gamma = 1{,}4937, \quad \Delta = +\,0{,}0272,$$

daraus $2V = 70^0\,3'$ (gem. $69^0\,48'$) $\varrho < \nu$ schwach, um c (Fig. 32).

Farblos oder schwach gelblich, wahrscheinlich nur durch Einschlüsse von $FeCl_3$-Lösung; die häufigere rote Färbung verdankt er Einlagerung von Eisenglanzblättchen, die in manchen Fällen gesetzmäßig orientiert und erst innerhalb der Kristalle gebildet sind nach Johnsen (12), und zwar wohl durch Einwirkung des beigemischten $FeCl_2$ auf H_2O unter gleichzeitigem Freiwerden von Wasserstoff.

Phys.-Chem. Schmilzt nach van't Hoff und Meyerhoffer (13) bei 167,5° inkongruent, unter Abscheidung von KCl, und zwar nach Geller (18) entgegen der Erwartung Przibyllas (9) unter Volumenvermehrung. Dementsprechend steigt der Schmelzpunkt zunächst mit dem Druck, erreicht aber bei 1000 kg/cm² ein Maximum von 205°, fällt dann bis zu einem Knickpunkt bei 2000 kg/cm² auf 185° und steigt von neuem bis zu

[1]) Trotzdem wird noch die 5te dezimale angegeben! Kleinfeld hatte gefunden $\beta_{na} = 1{,}4992$, Larsen gibt an $\alpha = 1{,}466$, $\beta = 1{,}475$, $\gamma = 1{,}494$, also $\Delta = +\,0{,}028$. Heide fand für Na (mittels Totalreflexion): $\alpha = 1{,}4665$, $\beta = 1{,}4758$, $\gamma = 1{,}4938$, $\Delta = +\,0{,}0273$.

einem zweiten Maximum von 220° bei 11 500 kg/cm² und wurde bis zu einem Druck von 22 350 kg/cm² verfolgt, wo der Schmelzpunkt wieder auf 189° gesunken ist. (Fig. 32 a.) Oberhalb des Knickpunktes scheint der C. kongruent zu schmelzen, da von hier an Abscheidung von KCl nicht mehr beobachtet wurde. — Entsteht nach van't Hoff und Meyerhoffer (13) aus Lösungen von $MgCl_2$ + KCl zwischen — 12° und + 167,5°. Leicht löslich in Wasser, in feuchter Luft zerfließend, auch löslich in Alkohol, in allen Fällen unter Abscheidung von KCl. Geschmack scharf bitter.

Vork. C. ist in den deutschen Meeressalzablagerungen eines der häufigsten Kalisalze, findet sich gern zusammen mit Polyhalit, obwohl Gleichgewicht zwischen beiden nur zwischen 55—83° besteht. Meist auch im Gemenge mit mehr als 20% NaCl, während nach van't Hoffs Untersuchungen nur etwa 2% zu erwarten wären. Es ist also eine erhebliche Fortführung von Carnallit anzunehmen, wofür auch spricht, daß öfter Bänke von Hartsalz (Sylvin + Kieserit + Steinsalz) als Fortsetzung von Carnallit-

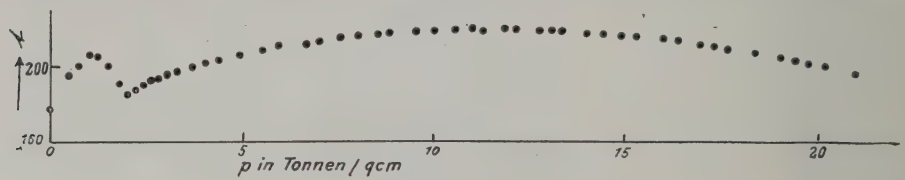


Fig. 32 a.

bänken erscheinen, aus denen also wohl das besonders leicht lösliche $MgCl_2$ entfernt ist, was allerdings „Tiefen-Metamorphose" mit Temperaturen $>72{,}2$ voraussetzt. Auch nach M. Naumann (7) sind die Carnallitbänke vielfach zertrümmert und Hartsalz daraus entstanden. Andererseits nimmt Jänecke (15) an, daß Carnallit z. T. dadurch entstanden sei, daß Bischofit bei 117° zum Schmelzen kam und auf Sylvinit einwirkte. Da aber diese Temperatur erst in 3,5 km Tiefe zu erwarten ist, ist es von Bedeutung, wie groß der oben nach Geller dargelegte Einfluß des Druckes auf die Bestandfähigkeit des Carnallits ist. Auch hält Rozsa (16) die Annahme eines Bischofitlagers im Hangenden des älteren Zechsteinkalisalzlagers für nicht angängig.

Im Oberelsaß stellenweise in mächtigen Bänken gemengt mit Steinsalz und Anhydrit; diese Bänke gehen oft in Sylvinbänke über und werden im Hangenden auch von solchen begleitet nach Görgey (17).

Auch bei Kalusz in Knollen und Nestern an der Grenze zum Kainit beobachtet; ferner im Steinsalz von Maman (Persien). Als angeblich vulkanische Bildung nach J. Couyat (14) am Vulkan Danakil (Erythraea).

Literatur.

(1) Boeke, N. J. 1911 I, 52.
(2) Wilke-Dörfurt, Zeitschr. f. anorg. Chem. **75**, 132, 1912.
(3) Strutt, Proc. Roy. Soc. London, **81**, A, 278, 1908.

(4) Hessenberg, Min. Not. **7**, 12, 1866.
(5) Görgey, T. M. P. M. **29**, Heft 6, 1910.
(6) Johnsen, N. J. B. B. **23**, 252, 1907.
(7) M. Naumann, „Kali“ **7**, 87, 1913.
(8) Rinne, v. Koenen-Festschrift 1907, 371.
(9) Przibylla, Zentralbl. 1904, 236.
(10) Kleinfeldt bei Bücking, S. B. A. 2. Mai 1901.
(11) Busz, N. J. Festbd. 1907, 121.
(12) Johnsen, Zentralbl. 1909, 168.
(13) van't Hoff und Meyerhoffer, S. B. A. 1897, 487.
(14) Couyat, Bull. Soc. Min. Fr. **35**, 236, 1912.
(15) Jänecke, Die Entstehung d. deutschen Kalisalzlager, p. 71, 1915.
(16) Rozsa, Zeitschr. f. anorg. Chem. **97**, 41, 1916.
(17) Görgey, „Kali“ **7**, Heft 13, 1913.
(18) Geller, Z. X. **60**, 414, 1924.

Aragonit.

Chem. Zus. $CaCO_3$, zuweilen mit kleinem Gehalt an Sr.

Morph. Rhombisch, holoedrisch; 0,6224 : 1 : 0,7206. v. Kokscharow. $110 : 1\bar{1}0 = 63^0\,48'$. $011 : 0\bar{1}1 = 71^0\,33'$.

(110), (010), (011), (111), (021), (001), (121) und andere Formen. — Wiederholungs- und Wendezwillinge nach (110). — Stenglige Aggregate mit paralleler, büschelförmiger oder radialer Anordnung der Individuen. Selten derbe; körnige Massen. — Kristalle finden sich nur aufgewachsen in Drusen und auf Klüften oder eingewachsen in basaltischen Tuffen.

Koh. Die Spaltbarkeit nach (010) ist mikroskopisch nicht erkennbar. Bruch flachmuschlig. Nach K. Veit (1) geht A. bei 6000 Atm. Druck Translationen ein mit T = (010), t = [100]. Beim Erwärmen bis nahe zur Umwandlung in Kalkspat gehen nach O. Müggge (2) einfache Schiebungen vor sich mit $K_1 = (110)$, $K_2 = (1\bar{3}0)$.— H = 3,5—4. — d = 2,937.

Opt. Glasglanz; farblos, weiß, gelblich; wasserhell durchsichtig.

$$\mathfrak{a} = \mathfrak{b},\quad \mathfrak{b} = \mathfrak{c},\quad \mathfrak{c} = \mathfrak{a}.$$

Sehr starke negative Doppelbrechung. Nach Rudberg (3) sind die Hauptbrechungsindizes und nach Kirchhoff (4) der Achsenwinkel für Na:

α	β	γ	Δ	2 V	2 E
1,5301	1,6816	1,6859	−0,1558	$18^0\,11'$	$30^0\,54'$

Dispersion der optischen Achsen schwach, $\varrho < \nu$; keine merklich anomalen Interferenzfarben in Schnitten ∥ c; N $(\gamma - \alpha)$ = + 24,00; N $(\beta - \alpha)$ = + 24,8; dagegen merklich übernormal im Schnitt ∥ (001), indem nach Ehringhaus (5) N $(\gamma - \beta)$ = + 12,1 ist.

Die Veränderungen der Brechungsindizes mit der Temperatur bis etwa 400^0 bestimmte Marbach (6). — Pleochroismus nicht wahrnehmbar.

Phys.-Chem. Die Umwandlung in Kalkspat beginnt nach Mügge (2) mit der Bildung von Zwillingslamellen nach (110) und wird in Organismenschalen (Nautilus) schon von 350° an merklich, bei Kristallplatten von 425° an, nach Boeke (7) erst bei 470°, nach Rinne (8) schon von 355° an. Bei Gegenwart von Wasser wird die Umwandlung nach Sosman, Hostetter und Merwin (33) schon bei niederen Temperaturen (bei 100° nach Tagen) bemerkbar. Sie erfolgt nach C. Klein (9) und Mügge (2) bei vorsichtigem Erhitzen derart, daß (0001) des Kalkspats ‖ (001) des A. liegt. Die Umwandlung ist nicht umkehrbar, vielmehr ist anzunehmen, daß Aragonit auch schon bei gewöhnlicher Temperatur die unbeständigere Modifikation ist.

Dies wird bestätigt durch die Löslichkeitsbestimmungen im Wasser (bei Gegenwart von CO_2 von rd. 760 mm Druck) von Bäckström (10)[1]). Darnach ist das Löslichkeitsverhältnis Aragonit zu Kalkspat bei 9° gleich 1,12 und nimmt mit sinkender Temperatur etwas ab, so daß bei $-43 \pm 5°$ Gleichgewicht zwischen A. und Kalkspat bestehen könnte. Da diese Gleichgewichtstemperatur durch einen Druck von 40 Atm. um 1° erhöht wird, könnte bei 4000 Atm. Druck und Temperaturen bis rd. + 57° Aragonit die beständigere Form sein[2]). — Pseudomorphosierung von Aragonit durch Kalkspat häufig, das Umgekehrte mindestens selten. — Auf der schnelleren Reaktionsfähigkeit gegenüber Kobaltnitrat beruht die Meigensche Reaktion zur Unterscheidung von Kalkspat [Meigen (11)]; sie wird nach Spangenberg (38) verstärkt durch weitere Behandlung mit Schwefelammon (Schwarzfärbung). — Auf grobkörnigem Aragonit entsteht nach Thugutt (32) durch verdünnte Lösung von $AgNO_3$ mit nachfolgendem K_2CrO_4 ein Überzug von orangerotem $AgCrO_4$, auf Kalkspat nicht.

Künstliche Darst. G. Rose (24) beobachtete die Entstehung von Kalkspat allein aus wässerigen Lösungen (Verdunstung von Bicarbonatlösung) bei Temperaturen bis 30°, von Kalkspat neben Aragonit bis 70°, oberhalb 70° vorwiegend Aragonit. Ebenso (25) fand er $CaCO_3$ auf der Wand von Dampfkesseln in Kristallen ähnlich denen des Aragonits von Aragonien. M. Bauer (26) erhielt Kristalle von A. neben wenig Kalkspat, als er wässerige Lösungen von Calciumbicarbonat verdunsten ließ, nachdem etwas Bariumbicarbonat zugesetzt war. L. Michel (27) erhielt meßbare Kristalle von A. durch Auflösen von $CaCO_3$ in Selterser Wasser und Verdunstenlassen bei gewöhn-

[1]) Ältere Löslichkeitsbestimmungen von Kohlrausch (Zeitschr. f. phys. Chemie 44, 237, 1903) ergaben ebenfalls für Aragonit größere Werte als für Kalkspat; Aragonit müßte sich also unter Wasser nach und nach in Kalkspat verwandeln. Über die Zeitdauer bis diese Umwandlung bei verschiedenen Temperaturen merklich wird, haben Johnston und Gen. (12) Versuche angestellt.

[2]) In einer Tiefe von rd. 16 000 m (4000 Atm. Gesteinsdruck) ist aber schon eine Temperatur von rd. 500° zu erwarten!

licher Temperatur und gewöhnlichem Druck. Über eine Umbildung von kolloidem $CaCO_3$-Niederschlag in aragonitähnliche Massen, die dem Schmelz von Perlen gleichen, berichteten Léon (28) und auch Clément und Rivière (29). Die Ausscheidung des $CaCO_3$ aus meerwasserähnlichen Lösungen untersuchte Peine (30).

Vork. Der A. findet sich z. T. in Kristallen, z. T. in stalaktitischen Bildungen in Drusen und Geoden, als Zersetzungsprodukt der basischen Ergußgesteine, in faserigen Krusten in Serpentin; als Quellabsatz auf der Eureka-Mine (Nevada) gebildet bei 30°, als Neubildung im Karlsbader Sprudelstein (als Zement zwischen den Ktypeit-Erbsen und diese pseudomorphosierend) bei 73,7°, ganz ähnlich anscheinend bei Vichy nach Lacroix (13), bei Rohitsch Sauerbrunnen nach Hlawatsch (14) und bei Přibram nach Slavik (15). In den Quellen von Antsirabe auf Madagaskar erscheint nach Lacroix (37) ein Überzug auf Insekten usw. in Wasser von 52° als Aragonit, in den abgekühlten Auffangebehältern als Kalkspat.

Im Bohrloch auf der Koralleninsel Funafuti wurden nach Philippi (16) mit zunehmender Tiefe die Hohlräume zwischen den Organismenschalen immer mehr ausgefüllt, und zwar stets mit Kalkspat, nie mit Aragonit, auch nicht bei solchen Schalen, die selbst aus Aragonit bestehen. — Über die homoaxen Pseudomorphosen nach Gips (Schaumspat) berichtete G. Rose (39); sie sind nach Wetzel (17) wahrscheinlich entstanden durch Einwirkung salzreicher Lösungen des Zechsteins auf Gyps bei etwas erhöhter Temperatur. In älteren Sedimenten wohl nur als spätere Bildung beobachtet, vergl. Thugutt (18).

Über die Verbreitung des Aragonits und Kalkspats in Organismenschalen berichtete Bütschli (19), eine kurze Zusammenstellung von Organismen, die Kalkspat, und solchen, die Aragonit absondern, gab Meigen (20). Die Schale von Nautilus Pompilius besteht nach Mügge (2) aus annähernd parallel orientierten Kriställchen von Aragonit mit c senkrecht zur Schale, mit Umrißlinien annähernd nach (010) und (110). Beim Versteinern von Organismen wird nach Andrée (21) der Aragonit im allgemeinen durch Kalkspat ersetzt, indessen bleibt der Aragonit zuweilen noch lange erhalten.

Die meisten Vork. von A. sind demnach geologisch jung; Aragonit fehlt als ursprünglicher Gemengteil ganz in älteren Gesteinen, namentlich auch in kristallinen Schiefern, sie führen $CaCO_3$ nur in der Form von Kalkspat, obwohl dieser in der Dichte weit hinter Aragonit zurückbleibt.

Conchit nannte Agnes Kelly (31) das bis dahin für Aragonit gehaltene Calciumcarbonat der Muschelschalen und glaubte dieses auch künstlich dargestellt und im Karlsbader Erbsenstein, soweit dieser nicht aus Ktypeit besteht, erkannt zu haben. H. Vater (22) und R. Brauns (23) identifizierten den Conchit mit Aragonit.

Ktypeit.

Nachdem bereits Sorby (34) den optisch positiven Charakter der Karlsbader Erbsensteine erkannt und durch Annahme eines Aufbaues der Kügelchen aus tangential gelagerten Aragonitprismen zu erklären versucht hatte, fand Lacroix (35), daß sowohl die Kügelchen von Karlsbad wie solche von Hamman-Meskoutine bei Constantine (Algier) aus einer besonderen Modifikation von $CaCO_3$ beständen, die durch geringere Dichte (2,74—2,80), niedrigere Brechung (n = 1,605) und Doppelbrechung ($\Delta = +0{,}020$) und optisch positiven Charakter derselben und $2E = 0—50^0$ charakterisiert ist. Da die Kügelchen bei beginnender Rotglut mit großer Heftigkeit zersprangen, nannte er diese Modifikation von $CaCO_3$ Ktypeit. Während die Ktypeitkugeln bei Hamman Meskoutine bei 95°, in Karlsbad bei 73,7° entstehen, bilden sie sich nach Lacroix (37) in den Quellen von Mahatsinjo auf Madagaskar schon bei 29°. Sie sind hier im allgemeinen verkittet durch Aragonit, zuweilen pseudomorphosiert durch Kalkspat, bei Vichy dagegen pseudomorphosiert durch Aragonit. Lacroix ließ es dahingestellt, ob die Doppelbrechung von kristalliner Struktur oder Spannungen einer ursprünglich kolloiden Substanz herrühre. Dittler (36) nahm letzteres an, da er fand, daß der Ktypeit Fuchsin in demselben Maße wie Tierkohle (noir animal) absorbierte [1]).

Nach meinen Beobachtungen liegt in Schliffen durch den Mittelpunkt der Kugeln c parallel dem Radius und die Doppelbrechung steigt längs desselben von sehr niedrigen Werten im Mittelpunkt bis auf etwa 0,02 in den äußeren Teilen. Die feinen konzentrischen Schalen, die sich beim Zerschlagen von der Kugel abschälen, zeigen einen Aufbau aus bald äußerst feinen, bald mikroskopisch sehr deutlichen polygonalen Körnchen, deren Doppelbrechung angesichts der trotz ihrer großen Dünne (in der Richtung senkrecht zu den Schälchen) lebhaften Aufhellung, zwischen gekreuzten Nicols (weiß bis gelb I. Ordnung) nicht ganz gering sein kann. Zur Beobachtung von Interferenzbildern waren die einzelnen Polygone zu klein. Da die Kugeln beim Erhitzen etwas (alkalisch reagierendes) Wasser (bei etwas ranzigem Geruch) abgeben, möchte ich annehmen, daß sie in der Tat ursprünglich aus kolloidem, etwa unter Mitwirkung von Organismen niedergeschlagenem $CaCO_3$ bestanden, jetzt aber z. T. umgewandelt sind. Ob allerdings die Abweichung der Erbsen von der Kugelform und ihr Aneinanderschmiegen nur auf der Deformation des noch plastischen Gels beruht, scheint mir zweifelhaft, jedenfalls kann man öfter sehen, daß die Abweichung von der Kugelform genau der Form des in ihrem Mittelpunkt liegenden (zuweilen recht großen) Granit- usw. Bröckchens

[1]) Auch im Göttinger Institut finden sich alte gefärbte Stücke.

entspricht und um so kleiner wird, je mehr man sich vom Mittelpunkte entfernt (Taf. X, Fig. 4).

Die an die äußerste Schicht der Oolithe sich anschließenden Fasern zeigen im Schliff durch den Mittelpunkt Weiß höherer Ordnung zwischen gekreuzten Nicols und scheinen demnach Kalkspat oder Aragonit zu sein. Dieser ging im allgemeinen nicht aus der Umwandlung des kolloiden $CaCO_3$ hervor (er zeigt in seiner Anordnung auch keine Beziehung zu den Kugeln), sondern ist erst später zwischen die Kugeln infiltriert. Dagegen bestehen nach Lacroix die den Karlsbader Erbsensteinen zum Verwechseln ähnlichen von Vichy aus faserigem Aragonit, der aus Ktypeit hervorgegangen ist.

Rosenbusch (dieses Buch, IV. Aufl. 1905, p. 129) fand die optischen Angaben von Lacroix bestätigt an rezenten Oolithen aus den Korallenriffen von Bahama und von Key West (Florida), von Ain Musa und Wadi Deheese am Sinai und vom Meeresstrand bei Suez. Nach demselben kommen im Hauptoolith mehrerer Fundorte noch Reste von Ktypeit vor.

Literatur.

(1) Veit, N. J. B. B. **45**, 131, 1921.
(2) O. Mügge, N. J. B. B. **14**, 251, 1901.
(3) Rudberg, Pogg. Ann. **17**, 7, 1829.
(4) Kirchhoff, Pogg. Ann. **58**, 567, 1859.
(5) Ehringhaus, N. J. B. B. **43**, 608, 1919.
(6) Marbach, Dissert. Leipzig 1913.
(7) Boeke, Zeitschr. f. anorg. Chem. **50**, 244, 1906.
(8) Rinne, Z. X. **56**, 414, 1921.
(9) C. Klein, N. J. 1884 II, 49.
(10) Bäckström, nach Phys. Berichten **4**, 209, 1923.
(11) Meigen, Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. **13**, 40, 1902.
(12) Johnston, Merwin und Williamson, Am. Journ. **41**, 503, 1916.
(13) Lacroix, Min. de la France **3**, 684, 1901/09.
(14) Hlawatsch, Z. X. **47**, 32, 1909.
(15) Slavik, nach N. J. 1913 I, - 217 -.
(16) Philippi, N. J. Festband 1907, 413.
(17) Wetzel, N. J. 1910 II, 66.
(18) Thugutt, Zentralbl. 1910, 789.
(19) Bütschli, Abhandl. Göttinger Ges. d. W. (2) **6**, No. 3, 1908.
(20) Meigen, Zentralbl. 1901, 577.
(21) Andrée, Geol. Rundschau **7**, 265, 1916.
(22) Vater, Z. X. **35**, 166, 1901.
(23) R. Brauns, Zentralbl. 1901, 134.
(24) G. Rose, Abhandl. Berl. Akad. 1856, 1; 1858, 63; 1863, 365 u. 575.
(25) G. Rose, Z. D. G. G. **21**, 1869.
(26) M. Bauer, N. J. 1890 I, 21.
(27) Michel, Bull. Soc. Min. Fr. **27**, 220, 1904.
(28) Léon, Bull. Soc. Min. Fr. **35**, 172, 1912.
(29) Clément und Rivière, C. R. **174**, 1353, 1922.

(30) Peine, Dissert. Jena, 1913.
(31) Agnes Kelly, S. M. A. **30**, 187, 1900.
(32) Thugutt, Zentralbl. 1910, 789.
(33) Sosman, Hostetter und Merwin, Journ. Washington Ac. **5**, 563, 1915.
(34) Sorby, Q. J. G. S. **35**, 56, 1879.
(35) Lacroix, C. R. **126**, 602, 1898.
(36) Dittler, Colloid-Zeitschr. **5**, 13, 1909.
(37) Lacroix, Minéralogie de Madagascar, I, 289, 1922.
(38) Spangenberg, Z. X. **52**, 529, 1913.
(39) G. Rose, vergl. bei Mügge, N. J. B.B. **16**, 406, 1903.

Ludwigit.

Chem. Zus. $FeO \cdot Fe_2O_3 \cdot 3\,MgO \cdot B_2O_3$ nach Schaller (1) in Mischung mit $MgO \cdot Fe_2O_3 \cdot 3\,MgO \cdot B_2O_3$ (Magnesialudwigit) und etwas $MnO \cdot Mn_2O_3 \cdot 3\,MgO \cdot B_2O_3$ (Manganludwigit = Pinakiolit), zuweilen mit merklichen Mengen H_2O (bis 3,62%).

Morph. ? Rhombisch, 0,988 : 1 : ?, Mallard (2), meist äußerst feine Fäserchen, an denen Mallard (110), (310), (410) und (120) feststellte, in z. T. radialfaserigen Aggregaten. (110) : $(1\bar{1}0) = 89^0\,20'$.

Koh. Die strahlig-faserigen Aggregate sind sehr zäh, schwer zersprengbar. $H > 5$ nach Shannon (7). — d = 3,91—4,02. — Stark magnetisch (auch in äußerlich magnetitfreien Stückchen).

Opt. Schwarz mit violettem Stich, auch bräunlichschwarz (Korea), Strich schwarzgrün (auf matter Glasplatte grünlichgrau). Seidenglanz. Feinste Fasern für Schwingungen ∥ der Längsrichtung tiefbraun, für Schwingungen ⊥ zur Längsrichtung tiefgrün (heller) (Morawicza) nach Renard (3)[1]). Optischer Charakter der Längsrichtung anscheinend schwankend[2]). Brechung nach Schaller (1) erheblich über 1,67, nach M. G. Edwards (10) über 1,8. Doppelbrechung jedenfalls sehr hoch.

Phys.-Chem. Wird beim Erhitzen an der Luft rot; v. d. L. schwer schmelzbar. — Von Säuren in der Kälte langsam, in der Wärme rasch zersetzt. — Umwandlung in Brauneisen beobachtete Berwerth (4) bei Morawicza. — Von Ebelman durch Zusammenschmelzen der Oxyde hergestellte Kristalle sind nach Mallard (2) in Form, Farbe, Dichte und Zusammensetzung dem L. sehr ähnlich.

Vork. Als pneumatolytische Bildung in kontaktmetamorphen Kalken und mit ihnen verbundenen Erzlagern; so zu Morawicza (Banat) nach

[1]) Was ich bestätigen kann und auch mit den Beobachtungen Shannons (7) an dem Vorkommen von Idaho übereinstimmt; Schaller (1) gibt für Philipsburg, Mont. an: ∥ der Längsrichtung meergrün, ⊥ dazu tief nußbraun.

[2]) Was mit Renards Angabe über die Lage der optischen Achsenebene ⊥ zur Längsrichtung vereinbar sein würde.

Tschermak (9) und v. Zepharovich (8) in strahlig-faserigen, mit Magnetit untermischten Aggregaten. — Ähnlich bei Philipsburg (Montana) nach Schaller (1), hier gemengt mit Forsterit und in Begleitung großer Magnetitmassen in metamorphem Kalk. — Nach Shannon (7) ebenfalls als Kontaktprodukt in Lemhi Cty. (Idaho), hier eine Mischung von 68% Mg- und 32% Fe-Ludwigit, zusammen mit Diopsid und Kalkspat und auf der Hol-Kol-Grube (Korea) zusammen mit Granat, Diopsid und viel Phlogopit (Mischung von 2 Mg- zu 3 Fe-L., sog. Collbranit), in beiden Fällen zusammen mit Kupfererzen. M. G. Edwards (10) beobachtete ihn, ebenfalls in kontaktmetamorphen Kalken, zwischen Morococha und Galera in der Provinz Yauli, Peru; und er vermutet, daß er, da der L. sich nicht zusammen mit Quarz findet, den Turmalin in quarzfreien Gesteinen vertritt.

Der Magnesia-Ludwigit wurde von Buttler und Schaller (5) aus kontaktmetamorphem Kalk der Mountain-Lake-Mine (Utah) beschrieben; Begleiter auch hier u. a. Magnetit, Forsterit, Granat, Diopsid.

Pinakiolit nannte Flink (6) den Mangan-Ludwigit von der Manganerzlagerstätte Långban in Schweden.

Literatur.

(1) Schaller, Bull. U. S. Geol. Surv. **490**, 28, 1911.
(2) Mallard, Bull. Soc. Min. Fr. **11**, 310, 1888.
(3) Renard, Bull. Ac. R. Belgique (3) **9**, 547, 1885.
(4) Berwerth, T. M. M. 1874, 247.
(5) Buttler und Schaller, nach N. J. 1920, - 16 -.
(6) Flink, Z. X. **18**, 361, 1890.
(7) Shannon, nach N. J. 1923 II, - 327 -.
(8) v. Zepharovich, Min. Lex. Österr.-Ung. **3**, 152, 1893.
(9) Tschermak, T. M. M. 1874, 59.
(10) M. G. Edwards, Am. Journ. **7**, 486, 1924.

Thenardit.

Chem. Zus. Na_2SO_4.

Morph. Rhombisch, holoedrisch. 0,5970 : 1 : 1,2541. Pelikan (1). Meist nur (111), selten auch (101), (113) u. a. F.

$111 : 1\bar{1}1 = 56^0\,39'$ $111 : 11\bar{1} = 44^0\,29'$; $111 : \bar{1}11 = 105^0\,16'$.

Zwillinge nach (101) und (011).

Körnige und derbe Massen anscheinend nicht beobachtet.

Koh. Spaltbarkeit vollkommen nach (001), wenig vollkommen nach (110) und (010). — H = 2,7. — d = 2,673.

Opt. Glas- bis Fettglanz. Farblos, gewöhnlich aber gelblich oder rötlich mit weißlichem pulverigem Überzug. Ebene der optischen Achsen (001), Doppelbrechung positiv; a = a, b = c, c = b.

Nach Görgey (2) ist für Na-Licht
$\alpha = 1{,}471$; $\beta = 1{,}477$; $\gamma = 1{,}484$; $\Delta = +0{,}013$; $2V = 83^0 35'$, $\varrho > \nu$, sehr schwach.

Phys.-Chem. Umkehrbare[1]) Umwandlung in eine anscheinend hexagonale Form, nach Nacken (3) bei 234°. Schmilzt bei 883°. — Entsteht durch inkongruentes Schmelzen von Glaubersalz bei 32,4°; bei gewöhnlicher Temperatur auch aus wässerigen, mit Na Cl versetzten Lösungen von Na_2SO_4 nach Retgers (5).

Vork. In den deutschen Meeressalzlagerstätten liegt die untere Grenze seiner Bildungstemperatur bei 13,5°; er ist hier aber selten, auf den österreichischen Lagerstätten gar nicht bekannt. Viel häufiger angetroffen in den Salzseen arider Gebiete, z. T. massenhaft. — Am Mt. Pelée nach Lacroix (6) in den vulkanischen Aschen vielleicht durch Wechselzersetzung von Na Cl und $CaSO_4$ entstanden. Auch am Vesuv beobachtet nach Zambonini (12), blau (durch Cu) am Kilauea nach Washington und Merwin (10).

Auch der dem Thenardit kristallographisch nahestehende rhomboedrische (? mimetische) **Glaserit** $(K,Na)_2SO_4$ (meist mit $K : Na = 3 : 1$) ist in deutschen Salzlagerstätten selten. Er ist beobachtet auf Douglashall (Westeregeln), ebenso bei Kalusz. Nach Foshag (9) auch im Searles Lake, Calif. — Häufiger unter den Fumarolenabsätzen des Vesuvs von 1906 nach Lacroix (7), hier mit orientierten Einlagerungen von Palmierit $(K,Na)_2SO_4 . PbSO_4$. Am Kilauea nach Washington und Merwin (10) auch Cu-haltig. Die Mischfähigkeit von $(K,Na)_2SO_4$ ist nach Nacken (11) abhängig von der Temperatur. Die opaken oder trüben natürlichen Kristalle vom Vesuv werden beim Erhitzen klar, nach Zambonini (12) bei 425°.

Literatur.

(1) Pelikan, T. M. P. M. **12**, 482, 1891.
(2) Görgey, T. M. P. M. **29**, 202, 1910.
(3) Nacken, N. J. B. B. **24**, 27, 1907.
(4) H. Müller, N. J. B. B. **30**, 34, 1910.
(5) Retgers, N. J. 1891 I, 276.
(6) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **28**, 60, 1905.
(7) Lacroix, C. R. **144**, 1397, 1907.
(8) Zambonini, Atti Acc. Lincei (5) **32** II, 122, 1923.
(9) Foshag, Am. Journ. (4) **49**, 367, 1920.
(10) Washington und Merwin nach N. J. 1924 II, 179.
(11) Nacken, S. B. A. 8. Febr. 1910, p. 1016.
(12) Zambonini, nach N. J. 1924 II, 180.

[1]) Indessen sind die optischen Eigenschaften nach der Rückumwandlung von den ursprünglichen verschieden nach H. Müller (4).

Anhydrit.

Chem. Zus. $CaSO_4$.

Morph. Rhombisch, holoedrisch. 0,8933 : 1 : 1,0008 Hessenberg. (101), (011); 101 : $10\bar{1}$ = 83° 30′; 011 : $01\bar{1}$ = 89° 57′; 110 : $1\bar{1}0$ = 83° 33′. Oft Zwillingslamellen nach (101), die zur Orientierung an Spaltstücken dienen können. (Fig. 33.) Isometrisch-körnige, spätige bis dichte, seltener faserige bis stenglige Aggregate. Die Winkeländerungen zwischen — 59° und + 509° untersuchte Kolb (1).

Koh. Spaltbarkeit nach (001) sehr vollkommen (perlmutterglänzend), nach (010) vollkommen (glasglänzend), nach (100) sehr deutlich. Plastisch deformierbar nach Müggge (2) unter Translation nach T_1 = (001) mit t_1 = [010], vielfach wellig gebogen um f_1 = [100]; außerdem nach T_2 = (012) mit t_2 = ? [100] oder t_2 = [0$\bar{2}$1] bei 6000—7000 Atm. Druck nach Veit (3). Einfache Schiebungen nach K_1 = (101) mit K_2 = ($10\bar{1}$) entstehen nach

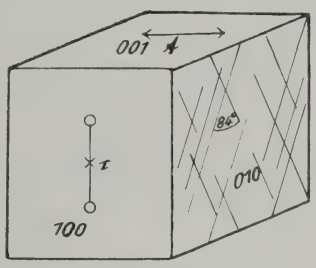


Fig. 33.

Müggge (4) durch Erhitzen und nach Veit (3) bei Drucken von 1800—4500 Atm. Verbiegung und Fältelung an körnigen, gequetschten Massen vielfach zu beobachten (z. B. im sog. Schlangenalabaster), ebenso polysynthetische Zwillingsstreifung nach (101). (Fig. 33 und Taf. IX, Fig. 6). — H = 3 — 3,5. — d = 2,985.

Opt. Glasglanz. Weiß, rötlich, violett, grau; farblos durchsichtig. — Niedrige Licht-, hohe positive Doppelbrechung. Die Achsenebene liegt im glasglänzenden Bruch, die spitze positive Bisektrix steht senkrecht auf dem fettglänzenden Bruch nach (100). a = c, b = b, c = a. Es ist am Anhydrit von

Hallein	α_{na} = 1,5696	β_{na} = 1,5755	γ_{na} = 1,6136	Δ = + 0,0440	Danker (5)
Staßfurt	1,5693	1,5752	1,6130	+ 0,0437	Mühlheims (6)
Berchtesgaden	1,5700	1,5757	1,6138	+ 0,0438	Zimanyi (7)

$2E_{li}$ = 70° 53′ $2E_{na}$ = 71° 39′ $2E_{tl}$ = 72° 6′ Zimanyi (7), also $\varrho < \nu$.

Dispersion der Doppelbrechung nur in Schnitten nach (100) merklich, hier ist nach den Messungen von Mühlheims (6) N ($\beta - \alpha$) = + 17. — Die Brechungsindizes und Achsenwinkel zwischen — 60° und + 510° bestimmte Kolb (1).

Im Dünnschliff farblos, in etwas dickeren Stücken zuweilen etwas farbig. Für den Pleochroismus violetter Kristalle von Staßfurt fand Görgey (8) $\mathfrak{a}$ = violett, $\mathfrak{b}$ = farblos, $\mathfrak{c}$ = violett; die Farbe verschwand beim Erhitzen.

Phys.-Chem. Vernadsky (9) beobachtete eine Umwandlung in eine andere (nach ihm ebenfalls rhombische Modifikation) bei 1200°; nach Grahmann (10) ist dagegen die nach ihm bei 1193° entstehende neue Modifikation monoklin. Schmelzpunkt bei 1450°, die Zersetzung des $CaSO_4$ ist bis dahin (bei raschem Erhitzen) nur unbedeutend, dagegen setzt sich $CaSO_4$ nach Hedvall und Heuberger (28) mit BaO schon bei 370°, mit SrO bei 451° in CaO und $BaSO_4$, bezw. $SrSO_4$ um. — Wenig löslich in Wasser, stärker in HCl-haltigem, aus dem er beim Verdunsten wieder als Anhydrit kristallisiert [nach Berg (11)]. Anhydrit und Wasser liefern für sich allein bei gewöhnlicher Temperatur Gips, und zwar (nach gef. Mitteilung von Johnsen) unter Kontraktion um 8,84 Vol.-%.

Künstl. Anhydrit wurde von Doß (23) in Sulfatöfen beobachtet, wo er wahrscheinlich entstanden ist durch Einwirkung der Schwefelsäure auf $CaCl_2$ aus dem Kalk der Ofenwände; also ähnlich wie nach Roth am Vesuv. Analog auch von Manroß (24) erhalten durch Zusammenschmelzen von $CaCl_2$ mit K_2SO_4.

Die natürliche Entstehung aus NaCl-reichen wässerigen Lösungen illustriert am besten der Versuch von G. Rose (25), wonach Gips in NaCl-Lösung in Anhydrit übergeht.

Vork. In der Anhydritregion der ozeanischen Salzablagerungen; die an NaCl gesättigten Lösungen scheiden oberhalb 35° nach van't Hoff und Weigert (12) Anhydrit aus (Lösungen in reinem Wasser erst oberhalb 63,5), aus Meerwasser schon bei 25° (zusammen mit Glauberit, Syngenit und Polyhalit). Akzessorisch in Steinsalz, Salzton, Gips und in den Mergeln jener Formationen, die Steinsalz und Gips führen, dann gern gesellt mit Dolomit, so auch an der Basis der oberelsässischen tertiären Salzablagerungen. Zusammen mit Quarz und erfüllt von Einschlüssen von Wasser und flüssiger Kohlensäure beobachtete ihn Spezia (13) und Gonsalves (14) in Gneisen und Glimmerschiefern des Simplontunnels. — Im Salzton der deutschen Meeressalzlagerstätten nach Reidemeister (15) in faserigen, z. T. konzentrisch-strahligen Nadeln mit $\mathfrak{a}'$ parallel der Längsrichtung; auch F. Engel (18) u. a. beobachteten im Hauptanhydrit vielfach auffallend regelmäßig radialstrahlige Anordnung von Kristallen, Görgey (27) bei Wittelsheim im Oberelsaß auch parallelfaserige. Geschieferte Anhydritmassen erwähnt Becke (16) von Stebnik in Galizien. — Anhydritgesteine sind mikroskopisch untersucht von Hammerschmidt (17).

In massigen Gesteinen nur ausnahmsweise beobachtet; so von G. A. König (19) in Diabas bei Philadelphia, von Hilda Gerhart (20)

als Mandelfüllung im Melaphyr von Hallstadt (zusammen mit Quarz und Chlorit; infiltriert aus Salzlagern?). — Im Gneis des Simplontunnels wurde z. T. violetter Anhydrit 1500 m unter Tage angetroffen nach Preiswerk (21) (vergl. oben). — In den Laven des Vesuv ist nach Roth (22) Anhydrit durch Wechselwirkung der Dämpfe von $CaCl_2$ und H_2SO_4 entstanden, ähnlich wohl auch in den verschlackten Andesiten von Santorin. — Auf Erzgängen nur ausnahmsweise; so bei Clausthal am Harz (Rosenhöfer Gang) nach mündlicher Mitteilung von Ramdohr; hier in körnigen Aggregaten, die nach (101) ähnlich stark verzwillingt sind wie Kalkspat.

Bassanit ist nach Zambonini (26) in Drusenräumen der Vesuvlaven vorkommender entwässerter Gips.

Literatur.

(1) Kolb, Z. X. **49**, 17, 1911.
(2) O. Mügge, N. J. 1898 I, 73.
(3) Veit, N. J. B. B. **45**, 113, 1921.
(4) O. Mügge, N. J. 1883 II, 258.
(5) Danker, N. J. B. B. **4**, 274, 1886.
(6) Mühlheims, Z. X. **14**, 202, 1888.
(7) Zimanyi, Z. X. **22**, 341, 1894.
(8) Görgey, T. M. P. M. **26**, 1908.
(9) Vernadsky, nach Z. X. **23**, 277, 1894.
(10) Grahmann, Dissert. Leipzig 1912.
(11) G. Berg, Zentralbl. 1907, 688.
(12) van't Hoff und Weigert, S. B. A. 1901, 1140 und 1903, p. 1000.
(13) Spezia, Z. X. **42**, 63, 1906.
(14) Gonsalves, Z. D. G. G. **69**, 465, 1917.
(15) Reidemeister, Dissert. Kiel, Halle 1911, p. 40.
(16) Becke, T. M. P. M. **26**. 139. 1907.
(17) Hammerschmidt, T. M. P. M. **5**, 245, 1882.
(18) F. Engel, Dissert. Leipzig, 1913.
(19) G. A. König, Z. X. **17**, 89, 1890.
(20) Hilda Gerhart, T. M. P. M. **26**, 254, 1907.
(21) Preiswerk, N. J. 1905 I, 33.
(22) J. Roth, Allg. u. chem. Geol. **1**, 415, 1879.
(23) Doß, Z. X. **20**, 587, 1892.
(24) Manroß, Ann. Chem. Pharm. **82**, 352, 1852.
(25) G. Rose, S. B. A. 1871, 363.
(26) Zambonini, nach N. J. 1914 II, -34-.
(27) Görgey, T. M. P. M. **31**, 402, 1912.
(28) Hedvall u. Heuberger, Zeitschr. f. anorg. Chemie **122**, 181, 1922 u. **128**, 1, 1923.

Coelestin.

Chem. Zus. $SrSO_4$; meist mit nur geringen Mengen Ca und Pb.

Morph. Rhombisch, holoedrisch; auch nach den Ätzuntersuchungen von Charl. Kulaszewski (1),

0,7789 : 1 : 1,2800 Auerbach.

(011), (001), (110), (102). Kristalle meist gestreckt nach a oder dicktaflig nach (001); seltener körnig und spätig. — Zwillinge nicht sicher bekannt. — $110 : 1\bar{1}0 = 75^0\,50'$.

Koh. Spaltung nach (001) vollkommen, nach (110) fast vollkommen, nach (010) weniger deutlich. Bruch uneben. — H = 3—3,5. — d = 3,975.

Opt. Glasglanz; farblos, blau, grünlich (anscheinend gefärbt durch organische Substanz). Brechungsindizes und Achsenwinkel nach Arzruni (2) für Na-Licht:

$\alpha = 1{,}6220$; $\beta = 1{,}6237$; $\gamma = 1{,}6309$; $\Delta = +0{,}0089$; $2V = 51^0\,12'$, $\varrho < \nu$.

Doppelbrechung positiv. a = c, b = b, c = a. Ebene der optischen Achsen (010). Die Änderung der Brechungsindizes und des Achsenwinkels zwischen -60^0 und $+550^0$ ca. sind von Kolb (3) gemessen.

Phys.-Chem. Nach Grahmann (4) erfolgt bei 1152^0 Umwandlung in eine monokline Form. Schmilzt bei rd. 1605^0, indessen findet bei dieser Temperatur schon starke Zersetzung statt. — Löslichkeit in Wasser sehr merklich (damit ätzbar), nach Kohlrausch (5) rd. 50mal größer als bei Baryt.

Vork. Auf Erzgängen, aber viel seltener als Baryt. — In Sedimenten, namentlich kalkigen, in Drusen und Geoden sehr verbreitet, häufiger als Baryt, auch vielfach als Füllung von Spalten z. T. pseudomorph nach einem parallelfaserigen Mineral [Gips? Mügge (6)], die Fasern senkrecht zur Kluftwand. In kristallreichen Drusen in großer Menge in der Schwefelformation Siziliens, meist begleitet von Kalkspat und Asphalt, ihr Ursprung bisher nach Spezia (7) nicht aufgeklärt. — Als Seltenheit in manchen Steinsalzlagern, z. B. in zierlichen Kriställchen in den Rückständen des Carnallit nach Bücking (11) und Mügge (12). Eine Zusammenstellung sedimentärer Vorkommen gab K. Andrée (8), eine Beschreibung der Vorkommen im Röt von Jena Kalkowsky (9).

Auch in den Versteinerungen und als Versteinerungsmittel und auch im Skelett rezenter Radiolarien nach Andrée. Ferner als Neubildung bei Bourbon l'Archambault auf römischen Münzen nach Lacroix (10).

Literatur.

(1) Charl. Kulaszewski, Leipz. Ber. 6. Dez. 1920.
(2) Arzruni, Z. X. **1**, 177, 1877.
(3) Kolb, Z. X. **49**, 19, 1911.
(4) Grahmann, Dissert. Leipzig 1913, p. 6; auch Zeitschr. Anorg. Chem. **81**, 257, 1913.
(5) Kohlrausch, Zeitschr. phys. Chem. **44**. 228, 1903.
(6) O. Mügge, N. J. 1899 II, 187.
(7) Spezia, nach N. J. 1893 I, -281-.
(8) K. Andrée, N. J. B. B. **37**, 344, 1913.
(9) Kalkowsky, Z. D. G. G. **73**, 1, 1921.

(10) Lacroix, Minéral. de la France, 4, 129, 1910.
(11) Bücking, S. B. A. 9. Mai 1895, 536.
(12) O. Mügge, „Kali", 7, 1913.

Baryt.

Chem. Zus. $BaSO_4$, mit kleinen Mengen Sr und Ca, selten Pb.

Morph. Rhombisch, holoedrisch. 0,8152 : 1 : 1,3136 (Helmhacker). (001), (110), (011), (102), (100), (010) u. a. Formen.

$110 : 1\bar{1}0 = 78^0\,22'$; $011 : 0\bar{1}1 = 105^0\,26'$; $102 : 10\bar{2} = 102^0\,17'$.

Körnig-blättrige und erdige Aggregate, seltener faserig oder radialstrahlig. — Selten polysynthetisch verzwillingt nach (110) nach M. Bauer (1) [sog. Michel-Lévyt, Lacroix (2)].

Koh. Spaltbarkeit nach (001) sehr vollkommen, nach (110) vollkommen, nach (010) deutlich. Unter größerem allseitigem Druck biegsam infolge Translationsfähigkeit nach $T_1 = (001)$ mit $t_1 = [100]$ und $f_1 = [010]$, was

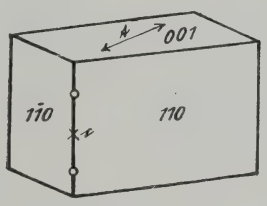


Fig. 34.

sich in blätterigen Massen öfter durch Knickungs- und Fältelungslamellen [längs Flächen (h0l)] bemerklich macht [nach O. Mügge (3) und Johnsen (4)] und von Veit (5) bei 5000 Atm. Druck auch künstlich bewirkt wurde. Nach Veit existiert eine zweite Translationsfläche $T_2 = (011)$ mit $t_2 = [0\bar{1}1]$. Die Zwillingslamellen nach (110) konnten noch nicht durch Druck erhalten werden. — H = 2,5—3. — d = 4,486.

Opt. Farblos, gelblich bis bräunlich; u. d. M. farblos. Lebhafter Glasglanz. Starke Brechung, schwache Doppelbrechung. Ebene der optischen Achsen (010). Nach Offret (6) ist bei t = 19° für Na-Licht:

$\alpha = 1{,}6361$, $\beta = 1{,}6372$; $\gamma = 1{,}6481$; $\Delta = +0{,}0120$. $2V = 36^0\,22'$, $\varrho < v$.

a = c, b = b, c = a; Doppelbrechung positiv (Fig. 34).

Dispersion der Doppelbrechung (N) für $\gamma - \alpha = +29{,}4$, $\gamma - \beta = +13{,}1$, für $\beta - \alpha = +9$; nach den Messungen von Offret berechnet von Ehringhaus (7).

Phys.-Chem. Nach Grahmann (8) erfährt der B. bei 1154° eine umkehrbare Umwandlung und schmilzt nach Doeltz und Mosto-

witsch (9) bei 1580° unter teilweiser Zersetzung. — Die Löslichkeit in Wasser nimmt nach Kohlrausch (10) mit der Temperatur zu. Löslich in heißer H_2SO_4 und daraus beim Abkühlen wieder kristallisierend, von Haushofer (11) als bequeme Mikroreaktion empfohlen. — Künstlich durch langsames Vermischen wässeriger Lösungen von Ba-Salzen mit SO_4-haltigen öfter in deutlichen Kristallen erhalten.

Vork. Auf Gängen, meist zusammen mit geschwefelten Erzen in Kristallen und spätigen, zuweilen gefältelten Massen. Seltener in Mandelräumen und auf Spalten effusiver Gesteine (Ilfeld am Harz, Oberstein a. d. Nahe, im Basalt vom Finkenberg bei Bonn, im Phonolith von Oberschaffhausen im Kaiserstuhl u. a.).

In Geoden und Konkretionen der Sedimente weit verbreitet, auch in ihren Petrefakten, wie u. a. Delkeskamp (12) für die Wetterau darlegte; namentlich im Zusammenhang mit Manganhäufungen, aber im ganzen nicht so häufig wie Coelestin. In großen Lagern im devonischen Kalk von Meggen a. d. Lenne, anscheinend der Entstehung nach verknüpft mit Ablagerungen von Pyrit und Zinkblende, und zwar nach Bergeat (13) nicht als metasomatische Bildung, sondern als Ablagerung auf dem Meeresboden. Der Baryt erscheint hier im Gemenge mit Kalk vielfach in strahligen und konzentrisch-schaligen Knollen. Auch sonst öfter knollenförmig in Sedimenten verschiedenen Alters beobachtet [z. B. nach Lacroix (14) bei Laize-la-Ville (Calvados) in cambrischem Kalkstein.]

Meist nur lokal erscheint der B. auch als Zement von Sandstein. — Die in den Körpern gewisser Foraminiferen auftretenden „Granellen" bestehen aus $BaSO_4$ mit geringen Mengen $CaSO_4$, was vielleicht die Verbreitung von Barytknollen an manchen Stellen des jetzigen Meeresbodens (und in den älteren Sedimenten) erklären hilft [K. Andrée (17), Samojloff 15)]; es sind das Neubildungen, wie denn auch die Manganknollen des roten Tiefseetones Baryum enthalten.

Als Sinterabsätze mancher Grubenwasser, pisolithisch und stalaktitisch (mikroskopische Kriställchen); so nach Lattermann (16) bei Lautenthal im Harz entstehend durch die Mischung einer Solquelle, die neben den Chloriden von Na, Mg und Ca auch kleinere Mengen Ba und Sr führt, mit dem Grubenwasser (im Jahr 7360 kg $BaSO_4$ und 20 706 kg $SrSO_4$). — Ebenso in den Teplitzer Thermen, in den Quellen von Plombières.

Literatur.

(1) M. Bauer, N. J. 1891 I, 250.
(2) Lacroix, C. R. **108**, 1126, 1889.
(3) O. Mügge, N. J. 1898 I, 151.
(4) Johnsen, N. J. 1902 II, 133.
(5) Veit, N. J. B. B. **45**, 130, 1921.

(6) Offret, Bull. Soc. Min. Fr. **13**, 604, 1890.
(7) Ehringhaus, N. J. B. B. **43**, 608, 1919.
(8) Grahmann, Dissert. Leipzig 1913.
(9) Doeltz u. Mostowitsch, Zeitschr. f. anorg. Chem. **54**, 146, 1904.
(10) Kohlrausch, Zeitschr. Physikal. Chem. **44**, 227, 1903.
(11) Haushofer, Z. X. **11**, 166, 1886.
(12) Delkeskamp, Not.Bl. Ver. f. Erdkde. Darmstadt (4), **21**, 2, 1900.
(13) Bergeat, N. J. B. B. **39**, 1, 1914.
(14) Lacroix, Minéralogie de la France **4**, 95, 1910.
(15) Samojloff, nach N. J. 1912, I, -416- u. -418-.
(16) Lattermann, Jahrb. preuß. geol. Land. f. 1888, 259, 1889.
(17) K. Andrée, Zentralbl. 1918, 157.

Bittersalz.

Chem. Zus. $MgSO_4 . 7 H_2O$.

Morph. Rhombisch, hemiedrisch; 0,9902 : 1 : 0,5709 (Miller). (110), (111), ($1\bar{1}1$); auch (010) häufig, seltener (100), (101) und (011). Kurzsäulig, nach c, zuweilen sphenoidisch durch Vorherrschen von (111). Es sind sowohl rechte wie linke Kristalle bekannt, auch Parallelverwachsungen beider, desgleichen Zwillinge gleichartiger und enantiomorpher Kristalle hemitrop nach (110) nach Johnsen (1). — Meist körnige Aggregate, aber auch haarförmig und parallelfaserig.

$100 : 110 = 44^0\,43'$	$111 : 1\bar{1}1 = 52^0\,38'$
$001 : 101 = 29^0\,58'$	$\bar{1}11 = 52^0\,12'$
$011 = 29^0\,43\frac{1}{2}'$	$\bar{1}\bar{1}1 = 78^0\;7'$

Coh. Spaltbarkeit nach (010) vollkommen. Translation nach T = (110) und (100), auch nach (011), (101) und (201) nach Johnsen (2). — H = 2,5. — d = 1,677.

Opt. Glasglanz, farblos. Optische Achsen in (001), spitze negative Bisektrix senkrecht (010), also

$$a = c, \quad b = a, \quad c = b; \quad 2V = 51^0\,25', \quad \varrho < v.$$

$$\alpha = 1{,}4325, \quad \beta = 1{,}4554, \quad \gamma = 1{,}4608; \quad \Delta = -0{,}0283 \text{ (Na)}.$$

Nach Topsoe und Christiansen (3). Zirkularpolarisation.

Phys.-Chem. Schmilzt nach Jänecke (4) inkongruent bei 48—51°. — Sehr leicht löslich in Wasser, Geschmack scharf bitter. — Gibt an trockener Luft schon bei gewöhnlicher Temperatur $1\,H_2O$ ab nach Johnsen (6).

Künstl. Darstellg. Wässerige, nicht geimpfte Lösungen von $MgSO_4$ liefern (bei gewöhnlicher Temperatur) sowohl rechte wie linke Kristalle; den Einfluß der Impfung untersuchte Johnsen (7).

Vork. In Salzseen arider Gebiete häufig kristallisiert (Astrachan, Wyoming, Washington, Brit. Columbien u. a. Gegenden). — In den Meeres-

salzlagerstätten entsteht es unterhalb 31°, und zwar zwischen 0° und 25° als erste Ausscheidung (nach den Kalksalzen). Oberhalb 27° zerfällt es in $MgSO_4 . 6 H_2O$ und gesättigte Lösung (das Hexahydrat zersetzt sich bei 31,5° weiter in kieseritgesättigte Lösung). — Auch in Hall in Tirol und bei Kalusz und gelegentlich sonst in Bergwerken haarförmig, z. T. auf ausgelaugtem Ton zusammen mit Glaubersalz. — Öfter als Ausblühung in Gipsablagerungen gefunden. — In Jano bei Volterra vielleicht durch die Einwirkung von H_2S-haltigen Wässern auf Dolomit entstanden nach G. d'Achiardi (5). Auch am Vesuv beobachtet. Von Kaiser (8) als Produkt der Einwirkung von Rauchgasen auf dolomitische Sandsteine z. B. am Kölner Dom festgestellt.

Literatur.

(1) Johnsen, Zentralbl. 1903, 729, und N. J. B. B. **23**, 315, 1907.
(2) Johnsen, Zentralbl. 1915, 33.
(3) Topsoe und Christiansen, Pogg. Ann. Erg.-Bd. **6**, 545, 1874.
(4) Jänecke, „Kali" **10**, Heft 24, 1916.
(5) G. d'Achiardi, nach N. J. 1898 I, -454-.
(6) Johnsen, Zentralbl. 1915, 289.
(7) Johnsen, N. J. B. B. **23**, 315, 1907.
(8) Kaiser, N. J. 1907 II, 42.

Columbit und Tantalit.

Chem. Zus. (Fe, Mn) $(Nb, Ta)_2O_6$; Mischbarkeit sowohl hinsichtlich Fe, Mn wie Nb, Ta anscheinend unbeschränkt, vergl. Fig. 35, nach Mügge (7). Es sind die Gewichts-% FeO + MnO auf 100 gebracht und auf der Horizontalen abgetragen, ebenso die Gewichts-% $Nb_2O_5 + Ta_2O_5$ auf der Vertikalen. Den Analysenorten sind die zugehörigen Dichten, soweit bekannt, beigeschrieben.

Vielfach ist etwas Wo, Zr, Ti, Sn, zuweilen auch etwas Y-Erden und U nachgewiesen. Die Rolle dieser Beimengungen ist nicht bekannt.

Morph. Rhombisch, holoedrisch, 0,8285 : 1 : 0,8898 (für Columbit) nach E. S. Dana.

(100), (203), (103), (106), (001), (130), (110), (133), (121), (010). Kristalle meist flächenreich, isometrisch oder etwas taflig nach (100) und etwas gestreckt nach b; seltener mit vorherrschendem (001) oder linealisch. Häufig Zwillinge nach (021), seltener nach (023) u. a. Fl. Auch derbe, z. T. radialstrahlige Massen (Madagaskar), auch knollig und plattig. Mikroskopische Kristalle bisher nicht beobachtet.

Koh. Spaltbarkeit nach (100) ziemlich deutlich; nach Foote (1) sehr gut am Mangancolumbit, ebenso nach Arzruni (2) am Mangantantalit. — Bruch uneben. — (100) nach Mügge (3) anscheinend Translationsfläche, t parallel der Kante zu (133). Kristalle zuweilen an Ecken und Kanten

merklich verbogen mit feiner Translationsstreifung nach (100). — H = 6; Tantalit nach Headden (9) härter als Columbit. Dichte schwankend zwischen 5,15 und > 8, steigend mit dem Gehalt an Ta, wie schon Blomstrand (8) und Marignac (6) bemerkten. Die Dichte kann auch an Teilen desselben Stückes (15 g), wie Headden (9) beobachtete, sehr stark schwanken (7,019—7,878). Um einen sicheren Vergleich zwischen Dichte

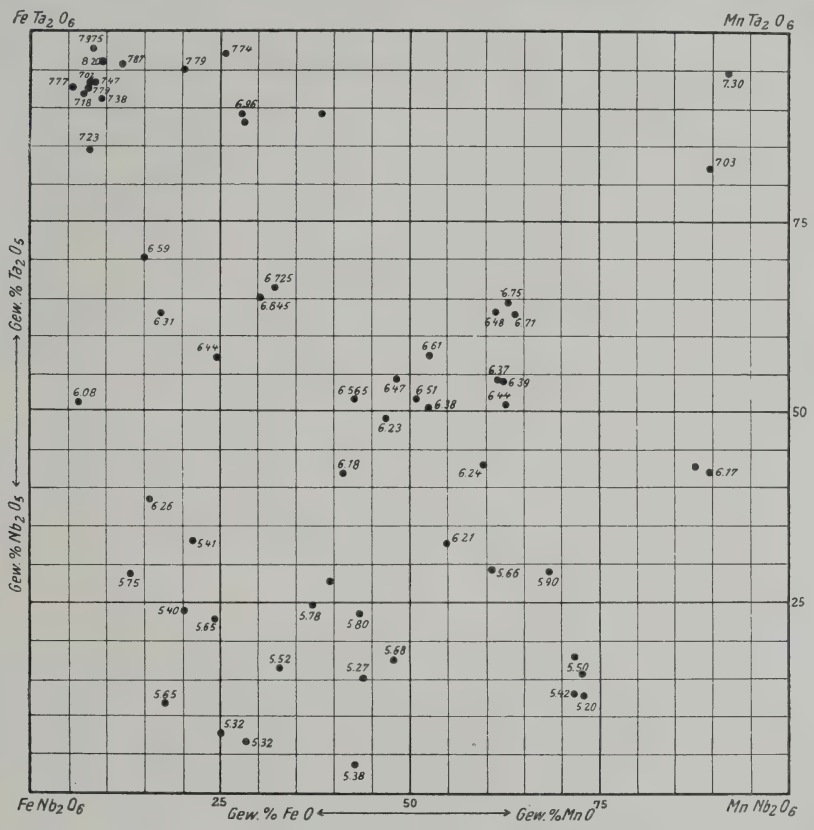


Fig. 35.

und Zusammensetzung anstellen zu können, was nach den vorliegenden Bestimmungen, wie Fig. 35 zeigt, noch nicht möglich ist, wird es nötig sein, die chemische Analyse nicht allein an demselben Stücke vorzunehmen, das zur Ermittlung der Dichte diente, sondern auch das ganze Stück oder eine gute Durchschnittsprobe desselben zu verwenden.

Opt. Glanz harzig bis halbmetallisch; bräunlichschwarz bis schwarz (bei Tantalit); Strich dunkelbraun bis schwarz. Aus dem Hauptpolarisationswinkel berechnete Schrauf (4) n = 3,6. Nur in sehr dünnen Schliffen und Ab-

sonderungsblättchen bei greller Beleuchtung rotbraun bis gelb durchsichtig. Nach Groth und Arzruni (5) orientierte Auslöschung auf den drei Pinakoiden; nach Mügge (3) anscheinend c′ ∥ c auf (100), Doppelbrechung stark, a > c (dunkelrot) > b (gelbrot). Ein von Arzruni (2) untersuchter Mangantantalit aus dem Südural war in verhältnismäßig dicken Schliffen durchsichtig, an den Kanten braun durchscheinend, in Splittern zwischen Orange und Rubinrot ohne Pleochroismus, an den dünnsten Stellen bis farblos, wie auch im Pulver fast weiß. Achsenebene vielleicht ∥ der Spaltfläche (100). — Messungen der Radioaktivität stellte V. M. Goldschmidt (10) an.

Phys.-Chem. V. d. L. unschmelzbar. — Aufschließbar durch Schmelzen mit $KHSO_4$.

Vork. Nicht selten in den Pegmatiten sowohl der Granite wie der Syenite und Eläolithsyenite, namentlich gern zusammen mit Beryll, Flußspat, Zinnstein und Verbindungen der schweren Elemente U, Wo und der seltenen Erden (Fahlun). Sehr reichlich in den südnorwegischen Gängen und in zahlreichen Vorkommen Nordamerikas. Mit Phosphaten in der Oberpfalz, mit Phosphaten, Albit und Li-Mineralien bei Limoges, auch mit letzteren in den Li-Na-Pegmatiten Madagaskars.

Im Kryolith der ebenfalls pegmatitischen Lagerstätte von Ivigtut in Grönland, hier nicht nur mit Zinnstein und Molybdänglanz, sondern auch mit geschwefelten Erzen.

Literatur.

(1) Foote, Z. X. **27**, 60, 1897.
(2) Arzruni, Verhandl. K. russ. min. Ges. 1886.
(3) Mügge, N. J. 1898 I, 147.
(4) Schrauf, S. W. A. **44**, 464, 1861.
(5) Groth und Arzruni, Pogg. Ann. **149**, 240, 1873.
(6) Marignac, Arch. Sc. phys. nat. Genève **25**, 26, 1866.
(7) Mügge, Zentralbl. 1924, 417.
(8) Blomstrand, nach Dana, System of Min. 5th ed. p. 516, 1871.
(9) Headden, Am. Journ. **203**, 293, 1922.
(10) V. M. Goldschmidt, Z. X. **44**, 559, 1907.

Andalusit.

Chem. Zus. $Al_2O_3 . SiO_2$; Al meist nur in kleinen Mengen vertreten durch Mn, Fe; Si durch Ti.

Morph. Rhombisch, holoedrisch; 0,9861 : 1 : 0,7025 (Des Cloizeaux). (110), (001), (011), (101); stets prismatisch nach (110), daneben meist nur (001). Stengelige Aggregate, z. T. büschlig geordnet. Derb in Körnern, Linsen und Knauern, die aber fast stets einheitliche Individuen sind.

$110 : 1\bar{1}0 = 89^0\,12'$; $011 : 0\bar{1}1 = 70^0\,10'$; $101 : \bar{1}01 = 70^0\,56'$.

Zwillinge nicht mit Sicherheit bekannt. — Häufig ist eine regelmäßige Verwachsung mit Sillimanit, zuerst beobachtet von Lacroix (1) in ceylonesischen Gesteinen, dann von Michel-Lévy und Termier (2) in Cordieritgneis des Mont Pilat. Es liegen entweder die gleichnamigen kristallographischen Achsen der beiderlei Kristalle alle parallel oder es ist (100) gemeinsam und die Achsen c unter 90° oder 45° gekreuzt.

Koh. Spaltbarkeit nach (110), auch u. d. M. sehr deutlich; Bruch uneben. — H = 7,5. — d = 3,10—3,20; bei den unten erwähnten analysierten Kristallen von Tammela ist d = 3,118 nach Mäkinen (3).

Opt. Schwacher Glasglanz. Weiß, grau, oft rötlich, bräunlich, graugrün, rötlich violett. Farblos durchsichtig, auch wohl blaßrötlich. — Lichtbrechung

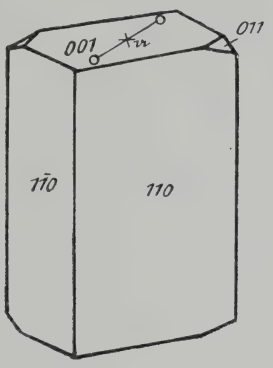


Fig 36.

kräftig, negative Doppelbrechung schwach. — a = c, b = b, c = a (Fig. 36). Am brasilianischen Andalusit maß A. Des Cloizeaux (4):

$a_\varrho = 1{,}632 \quad \beta_\varrho = 1{,}638 \quad \gamma_\varrho = 1{,}643, \quad \Delta = -0{,}011, \quad 2V = 83^0—85^0$

2V = 84°—85° direkt an einer kleinen Kugel.

Mäkinen (3) fand an einem Andalusit von Tammela (mit nur Spuren von Fe_2O_3, Mn_2O_3, 0,1% CaO und 1,2% Glühverlust) für Na-Licht:

$\alpha = 1{,}6290, \quad \beta = 1{,}6328, \quad \gamma = 1{,}6390, \quad \Delta = -0{,}0100; \quad 2V = 83^0\,6', \quad \varrho < \nu.$

Bei manchen Andalusiten beobachtet man öfter in dem stärker rot gefärbten Kern eine erhebliche Schwächung der Doppelbrechung; R. Brauns (6) fand unter solchen aus den Laacher See-Auswürflingen sogar solche mit einfach brechendem Kern. Verf. beobachtete am roten Kern dieser Andalusite senkrecht a optische Zweiachsigkeit mit starker Dispersion $\varrho > \nu$; die Hyperbel innen schön gelbgrün, außen schön azur (vergl. auch unten Mangan-Andalusit).

Pleochroismus an dickeren Platten nach W. Haidinger (7): a = c olivgrün, b = b = ölgrün, c = a = dunkelblutrot. Im Dünnschliff

sind c und b fast farblos mit schwachem Stich ins Grünliche, a rosarot. Oft ist die Färbung nur fleckenweis, seltener nur in einzelnen Zonen wahrnehmbar; Lacroix (8) beobachtete im Grandidieritgestein von Madagaskar, daß sich rosenrote Teile längs (021) von farblosen abgrenzten. In den Fleckschiefern vom Laacher See ist zuweilen ein z. T. scharf abgegrenzter, schön roter schwach doppelbrechender Kern vorhanden; er ist nach Brauns (50) fast frei von Mn; der färbende Bestandteil könnte nach Brauns aber $Fe_2 Ti O_5$ sein. Vielen Vorkommen fehlt jede Färbung. Bei den pleochroitischen Kristallen zeigen Schnitte nach (h0l) senkrecht zur optischen Achse sehr deutlich rosarote Polarisationsbüschel auf grünlichweißem Grunde (dabei auch Pleochroismus, nämlich für Schwingungen parallel der Achsenebene rot bis gelbrot, für Schwingungen senkrecht dazu lichtgelblich). Der rote Andalusit von Lipari entfärbt sich nach Bergeat (9) vor dem Gebläse, ebenso der von Mansjö nach v. Eckermann (13). — Nach Rosenbusch (24) zeigen sich um Einschlüsse von Graphit und kohliger Substanz gern pleochroitische Höfe mit c = gelb, ⊥ c = farblos, Glühen zerstört sie. Auch Michel-Lévy und Lacroix (11) erwähnen solche um Zirkon, Harker und Marr (12) solche aus dem Shap-Granit auch namentlich um Zirkon mit der Orientierung c = a = hellgelb, ⊥ c = farblos. An Dünnschliffen auch stark gefärbter Andalusite wurde durch Bestrahlung mit Radium (bis 11 Monate) bisher keine Verfärbung bewirkt.

Phys.-Chem. Nach längerem Erhitzen auf mehr als 1300° geht der Andalusit nach Vernadsky (14) in eine sillimanitähnliche Substanz über, deren Fasern orientiert zum Andalusit gelagert sind[1]). Die Umwandlung ist nicht umkehrbar. Shepherd, Rankin und Wright (15) konnten Andalusit mehrere Wochen auf Temperaturen bis 1150° erhitzen, ohne daß er eine merkliche Änderung erfuhr (auch tagelange Erhitzung mit Flußmitteln auf 1000° war wirkungslos). Erst nach mehrtägiger Erhitzung auf 1500° zeigte er sich „verändert"; eine Rückumwandlung gelang unter keinen Umständen. In der Natur sind mehrfach Pseudomorphosen (z. T. Perimorphosen) von Sillimanit nach A. beobachtet mit der obenerwähnten regelmäßigen Stellung beider Komponenten, die z. T. auf solcher Umwandlung durch Erhitzung, wahrscheinlicher noch auf Umkristallisation in den durch Einschmelzen von Gesteinsgemengteilen entstandenen gemischten Lösungen beruhen können. — Auch in der Natur ist nur Pseudomorphosierung von Andalusit durch Sillimanit, nicht auch das Umgekehrte bekannt. Das häufige Zusammenvorkommen von Andalusit mit Sillimanit (zuweilen auch mit Cyanit) ist charakteristisch für die geringe Empfindlichkeit des Gleichgewichts.

[1]) Indessen stellte Peck (nach N. J. 1925 I, 20) am Vorkommen vom White Mountain, Mono Co. Calif. fest, daß dieser von etwa 1390° an in Mullit übergeht, zwischen dessen parallelen Fasern feine Glashäute liegen.

Umwandlungen in ein Gemenge von Korund und Spinell in Gneiseinschlüssen des Trachyts von Coran erwähnt Lacroix (16), Waterkamp (17) im Andalusitglimmerschiefer aus den Laacher-See-Auswürflingen auch Neubildungen von Korund und Biotit. Im Andesit von Lipari erfolgt die Auflösung des Andalusits (und auch des Sillimanits) unter Bildung eines cordieritdurchtränkten Spinellrandes, dann folgt ein Cordieritsaum nach Bergeat (9).

Auch Umwandlung in Cyanit ist öfter beobachtet; so bei Lisenz (Tirol) von Roth (18), ferner von Genth (19) und von Eisele (20) in kontaktmetamorphen Schiefern des Nord-Schwarzwald-Granites (wo Klemm aber den Cyanit für ein direktes Kontaktprodukt hält!). V. M. Goldschmidt (21) möchte solche Umbildung als diaphthoritische auffassen. Dasselbe gilt vielleicht auch von der außerordentlich häufigen Umwandlung in bald großblätterigen, bald äußerst dichten Muscovit, die gewöhnlich, wohl mit Unrecht, als bloße Verwitterung angesprochen wird.

Von gewöhnlichen Säuren nicht angegriffen, von Flußsäure, zum Unterschied von Sillimanit, dagegen merklich, namentlich in der Wärme [nach Bergeat (9)], was seine geringere Stabilität gegenüber Sillimanit auch bei gewöhnlicher Temperatur wahrscheinlich macht[1]). Shepherd, Rankin und Wright (15) beobachteten auch keinerlei Änderung an Andalusit, der 7 Tage bei 400° mit 10%iger wässeriger NaCl-Lösung erhitzt war.

Künstl. Darstellung. Andalusit entsteht nicht aus Sillimanit. Auch Bildung aus gemischten Schmelzflüssen ist bisher nicht gelungen. Aus zahlreichen vergeblichen Versuchen, auch Einwirkung überhitzter Lösungen auf Glas der Zusammensetzung Al_2SiO_5 Andalusit zu erhalten, ziehen Shepherd und Gen. (15) den Schluß, daß Andalusit (ebenso auch Cyanit) aus geeigneten Lösungen schon bei niederen Temperaturen entstanden sein müsse. — E. Baur (35) erhielt aus wässerigen Lösungen bei 300—500° u. a. auch sehr kleine Kristalle, die nach Becke ihren optischen Eigenschaften nach Andalusit sein können.

Vork. Vorkommen in Eruptivgesteinen hat E. Cohen (22) einige namhaft gemacht, so namentlich an der Wurzel des Bodeganges im Harz in Lossen's Forellen-Leptynit, Erdmannsdörffer (51) beobachtete hier auch Kristallskelette; kleine Säulchen fand er (48) in Muscovit-Biotitgranit von Stoja Kovo in Mazedonien, ebenso faßten ihn Harker und Marr (12) als Gemengteil des Shap-Granites auf, der allerdings an eine besondere „parallel struierte" Varietät desselben gebunden war. Auch in anderen Fällen bleibt es zweifelhaft, ob nicht Einschmelzung tonerdereicher Gesteine eine nur lokale Ursache der Andalusitausscheidung gewesen sei oder

[1]) Nach Lacroix (16) wird er dagegen von HF nicht angegriffen.

ob er nicht Resorptionsrückstand kontaktmetamorpher Andalusitgesteine ist, wie im Dartmoor-Granit, wo er nach Brammall und Harwood (49) auch Einschlüsse von kohliger Substanz führt. Aus Granitpegmatit beschreibt ihn u. a. Mäkinen (3).

Seine wahre Heimat hat aber der Andalusit in den Kontakthöfen der Al-reichen Tonschiefer und Phyllite an Graniten und anderen Tiefengesteinen, insbesondere in deren inneren Teilen, in den Zonen der Knotenglimmerschiefer und Hornfelse. Solche wurden zuerst von H. Rosenbusch (24) von Barr und Andlau in den Vogesen beschrieben (Taf. X, Fig. 1), später von K. Dalmer (23) an den Granitmassiven des Erzgebirges, von H. Pohlig (25) am Granit von Strehla, von F. E. Müller (44) am Hennberge bei Weitisberga, von A. Michel-Lévy (26) im zentralen Frankreich bei St. Léon, von Ch. Barrois in der Bretagne, von J. Clifton Ward (27) im Lake Distrikt des nördlichen England, von A. von Lasaulx (29) in Irland und so von zahlreichen anderen Lokalitäten. Hoher Tonerde- und niedriger Kalkgehalt im ursprünglichen Sediment scheinen die Bedingungen für die Bildung des Andalusits zu sein; in quarzitischen und mergeligen Schiefern entwickelt er sich in den Kontaktzonen nicht oder nur sehr spärlich. Dagegen ist ein beträchtlicher Magnesiagehalt kein Hindernis, daher die stete Begleitung des Andalusits durch schokoladebraunen Biotit und die häufige durch Cordierit. Sillimanit kommt in den Andalusithornfelsen nur spärlich vor und fehlt meistens ganz. — Aus Kontaktzonen stammten wohl auch Fragmente von Culmschiefern in den Porphyrtuffen der Gegend von Beaujeu, deren Andalusit nach A. Michel-Lévy (28) Sphärolithe von 1—2 mm Durchmesser bildet.

In regionalmetamorphen Schiefern, Gneisen, Glimmerschiefern und Phylliten ist der Andalusit ebenfalls z. T. in rundlichen Körnern, Knauern und Linsen im eigentlichen Gesteinskörper, wie auch besonders in pegmatitischen Massen und in Quarzlinsen dieser Gesteine verbreitet. Hier wird er fast regelmäßig von Disthen und Sillimanit, oft auch von Cordierit, Granat, Korund und Turmalin begleitet. Seine Porphyroblasten umschließen zuweilen die älteren Gemengteile (ähnlich wie der Granat) in gefalteten Lagen, so z. B. nach Götz (31) am Mont Marée bei Marabastad (Transvaal) (Taf. XX, Fig. 1), ebenso nach Cornelius (52) in der Fedoz-Serie.

An Andalusiten aus dem Flüela- und Scalettagebiet in Graubünden beobachtete Grammann (30), daß die beiden Hälften eines Kristalls nach (100) zuweilen gegeneinander verschoben und die umgebende Gesteinsmasse in äußerst dünnen Lagen zwischen sie eingedrungen war. Grammann fand hier auch Kristalle mit rotem Kern und farbloser Schale, bei denen der Kern höhere Doppelbrechung zeigte; er wurde durch Glühen gelb und beim Erkalten farblos. — Auch bei Gaggenau (Schwarzwald) erscheint der A. nach

Eisele (20) zusammen mit Cyanit, der nach ihm Umwandlungsprodukt ist, während Klemm (32) dies für unwahrscheinlich hält. — Aus dem Renchgneis von Gengenbach beschrieb ihn Sauer (33) perimorphosiert durch Sillimanit in regelmäßiger Stellung zum Andalusit, ebenso pseudomorphosiert Reinhold (34) aus dem niederösterreichischen Waldviertel. Im nördlichen Transvaal bei Marabastad enthalten die dortigen regionalmetamorphen Schiefer nach Götz (31) Andalusit in Begleitung von Ottrelith (letzterer z. T. eingesenkt in den Andalusit). — Sehr merkwürdig ist das von Hj. Sjögren, Johannsen und Naima Sahlbohm (45) beschriebene Vorkommen in den Alkaligranuliten des Filipstader Bergdistrikts.

In den Einschlüssen der Andesite von Lipari fand A. Bergeat (9) ausgezeichnete Perimorphosen von Sillimanit nach Andalusit mit gesetzmäßiger Stellung beider, ähnliche R. Brauns (37) in den kristallinischen Schieferauswürflingen des Laacher Sees (Taf. X, Fig. 3). Hier erscheint der Andalusit in zwei Generationen, einer älteren, stark serizitisierten und mit dem Gneis stark verquetschten, und einer jüngeren, chemisch und kristallographisch wohlerhaltenen. In anderen Einschlüssen von dort und von Rockerskyll in der Eifel hat er zur Entstehung spinellreicher Reaktionsränder Veranlassung gegeben [R. Brauns (38)]. Vom Comer See hat Repossi (39) Andalusit in regelmäßiger Verwachsung mit Sillimanit bekannt gemacht.

Der Chiastolith (Taf. X, Fig. 2) ist vom Andalusit nur durch die Einlagerung von Kohleteilchen unterschieden, die in ihm unregelmäßig verteilt sind. Die Mannigfaltigkeit in der Anordnung dieser Einschlüsse ist in der älteren Literatur viel beschrieben; Rohrbach (40) zeigte, daß die dunklen diagonalen Kreuzungsarme die Spuren der wachsenden Prismenkanten des Kristalls sind, welche am fertigen Kristall öfter gekerbt und gerundet erscheinen; der dunkle Zentralfleck ist nach Fr. Becke (36) der Durchschnitt der zur Basis gehörigen Anwachspyramide; die Anordnung parallel der prismatischen Spaltbarkeit, die besonders schön federförmig auf Querschnitten hervortritt, beschrieb Rüdemann (41). — Auch die geologische Stellung des Chiastoliths ist dieselbe wie die des Andalusits. Er ist besonders charakteristisch für die sehr kohlereichen und quarzitischen Schiefer in den Kontakthöfen der Granite und läßt sich ebenso wie der Andalusit bis in die Gneisformation hinab verfolgen, wie z. B. im Schwarzwalde nach H. Thürach (42) und H. Rosenbusch (43) in den Graphitoidgneisen, in denen er z. T. in Quarz unter Erhaltung der Struktur umgewandelt ist.

Manganandalusit und Viridin.

Manganandalusit mit 36,72 SiO_2, 56,99 Al_2O_3, 6,91 Mn_2O_3, Spuren CaO, d = 3,205 beschrieb H. Bäckström (5) aus Glimmer-

quarzit der Gegend von Vestanå im nördlichen Schonen, wo er zusammen mit Cyanit vorkommt. Einen ähnlichen Andalusit mit (nach Wülfing) 35,30 SiO_2, 1,04 TiO_2, 55,52 Al_2O_3, 4,16 Fe_2O_3, 4,77 Mn_2O_3, d = 3,220 machte Klemm (46) unter dem Namen Viridin von Darmstadt bekannt, wo er zusammen mit Piemontit als Gemengteil kontaktmetamorpher manganhaltiger Schiefer auftritt. Beide Analysen stimmen sehr gut mit der Annahme, daß ein Andalusit vorliegt, in dem ein Teil des Al durch Mn und (in dem Vorkommen von Darmstadt), außerdem ein Teil des Si durch Ti ersetzt ist.

In den optischen Eigenschaften weicht der Manganandalusit erheblich von dem gewöhnlichen ab, indessen ist die optische Orientierung wegen der Unsicherheit über die Lage des stumpfen und spitzen Winkels von (110) nur z. T. bekannt, nach den von Wülfing (10) z. T. berichtigten Angaben nämlich wie folgt:

$\mathfrak{c} = \mathfrak{c}$ = dunkelgelb; $\perp$ c parallel $\mathfrak{b}$ grasgrün, $\perp$ c $\parallel \mathfrak{a}$ hellgelb und für Na-Licht:

$\alpha = 1{,}662$, $\beta = 1{,}671$, $\gamma = 1{,}691$, $\Delta = +0{,}029$, 2V über $\mathfrak{c} = 71^0$, $\varrho < \nu$.

Obwohl also der Gehalt an Schwermetallen noch nicht 10% erreicht, sind die Brechungsindizes bereits um Beträge erhöht, gegen welche die Unterschiede der Brechungsindizes im gewöhnlichen Andalusit nur klein sind. Es scheint daher leicht möglich, daß durch den Eintritt von Fe und Mn (vielleicht auch von Ti) sehr schnelle und mehrfache Änderungen der optischen Orientierung veranlaßt werden; sie werden noch wahrscheinlicher durch das von Wülfing an grüngelbem Andalusit von Brasilien festgestellte optische Verhalten, ebenso durch die von demselben am Viridin beobachteten anomalen Interferenzfarben [1]). Ihre genauere Verfolgung wird erst durch Ermittlung der Brechungsindizes der in den Mischkristallen $\parallel$ a, $\parallel$ b und $\parallel$ c schwingenden Strahlen möglich sein.

Ein unbenanntes andalusitähnliches Mineral beschreibt Romberg (47) aus einer „gangartigen Bildung im paläozoischen Granit unweit vom Hornfels“ von Potrero, nördlich Laguna Blanca, Prov. Catamarca in Argentinien. Schwachglänzend, violett, stenglig-blättrig in inniger Verwachsung mit perlmutterglänzendem hellen Glimmer, etwas dunkelgrünem Turmalin und dunkelblauem Korund. Eine breitere gute und eine weniger gute schmälere Spaltbarkeit, beide parallel der Stengelachse und zueinander anscheinend senkrecht. Mikroskopisch undeutliche Quergliederung und feine Längsstreifung. Der parallel der Stengelachse schwingende Strahl ist pfirsichblütrot bis karmesinrot, die dazu senkrecht schwingenden Strahlen farblos, Brechungsvermögen ziemlich hoch, ebenso die Doppelbrechung mit negativem

[1]) Auch die Färbungen in anderen Andalusiten (z. B. Laacher See) pflegen erhebliche Änderungen der Doppelbrechung nach sich zu ziehen.

Charakter, Bisektrizenaustritt auf Schnitten senkrecht zur Stengelachse, zweiachsig mit vollkommener Symmetrie des Achsenbildes. $2E = 67^0$ ungefähr, Dispersion stark $\varrho > v$. Achsenebene parallel der vollkommeneren Spaltung. Auslöschung stets parallel und senkrecht zur Stengelachse. d = 3,255. Sehr schwer oder nicht aufschließbar mit Flußsäure, außer nach langem Glühen, wodurch das Mineral Farbe und Pleochroismus fast vollständig verliert. Nach Analyse von P. Jannasch $SiO_2 = 35{,}01$, $B_2O_3 = 2{,}51$, $TiO_2 = 1{,}08$, $Al_2O_3 = 51{,}49$, $Fe_2O_3 = 1{,}04$, $CaO = 0{,}28$, $MgO = 0{,}54$, $K_2O = 3{,}62$, $Na_2O = 0{,}96$, $H_2O = 3{,}02$, Spur Li_2O und organische Substanz, Sa. = 99,55. Kein Fluor. Das Analysenmaterial war nicht ganz rein.

Literatur.

(1) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **11**, 150, 1888.
(2) Michel-Lévy und Termier, Bull. Soc. Min. Fr. **12**, 56, 1889.
(3) Mäkinen, Bull. Comm. géol. Finlande. **35**, 42, 1913.
(4) Des Cloizeaux, Man. de Min. Paris 1862, 174.
(5) Bäckström, Geol. För. Förh. **18**, 386, 1896.
(6) R. Brauns, Min. d. Niederrhein. Vulkangebiets, 1922, Taf. 7, Fig. 4.
(7) Haidinger, Pogg. Ann. **61**, 295, 1844 und **65**, 15, 1845.
(8) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **27**, 264, 1904.
(9) A. Bergeat, N. J. B. B. **30**, 601, 1910.
(10) Wülfing, Heidelberger Ber. 1917, Abhandl. 12.
(11) Michel-Lévy und Lacroix, Min. des Roches, 1888, p. 152.
(12) Harker und Marr, Quart. Journ. Geol. Soc. **47**, 283, 1891.
(13) v. Eckermann, Geol. För. Förh. **44**, 225, 1922.
(14) Vernadsky, Bull. Soc. Min. Fr. **13**, 257, 1890.
(15) Shepherd, Rankin und Wright, Zeitschr. f. anorg. Chem. **68**, 381, 1910; auch Am. Journ. **28**, 304, 1909.
(16) Lacroix, Min. de la France I, 31, 1893.
(17) Waterkamp, N. J. B. B. **42**, 520, 1919.
(18) J. Roth, Z. D. G. G. **7**, 15, 1855.
(19) Genth, Am. Journ. **39**, 48, 1890.
(20) Eisele, Z. D. G. G. **59**, 131, 1907
(21) V. M. Goldschmidt, Videnskabselsk. Skr. **10**, 45, 1920.
(22) E. Cohen, N. J. 1887 II, 178.
(23) Dalmer, Erläut. Sekt. Lößnitz, Schneeberg und Kirchberg d. geol. Spez.-Karte Kgr. Sachsen 1883/84.
(24) H. Rosenbusch, Abhandl. geol. Spezialkarte Elsaß-Lothr. 1877 II und N. J. 1875, 849.
(25) Pohlig, Z. D. D. G. G. **29**. 545, 1877.
(26) Michel-Lévy, Bull. Soc. Géol. Fr. **9**, 181, 1881.
(27) J. Cl. Ward, Q. J. Geol. Soc. **31**, 568, 1876 und **32**, 1, 1877.
(28) Michel-Lévy, Bull. Soc. Min. Fr. **15**, 121, 1892.
(29) v. Lasaulx, T. M. P. M. 1878, 433.
(30) Grammann, Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zürich, **44**, 1899.
(31) Götz, N. J. B. B. **4**, 110, 1886 und 1887 I, 211.
(32) Klemm, Z. D. G. G. **68**, - 86 -, 1916.

(33) Sauer, Erläut. Bl. Gengenbach geol. Spezialkarte Baden.
(34) Reinhold, T. M. P. M. **26**. 247, 1907.
(35) E. Baur, Zeitschr. anorg. Chem. **72**, 119, 1911.
(36) Becke, T. M. P. M. **13**. 256, 1892.
(37) R. Brauns, N. J. 1911 II, 1 und B. B. **34**, 111, 1912.
(38) R. Brauns, Zentralbl. 1919, 1.
(39) Repossi, nach Z. X. **52**, 303, 1919.
(40) Rohrbach, Z. D. G. G. **39**, 1887, 633.
(41) Rüdemann, N. J. B. B. **5**, 651, 1887.
(42) Thürach, Erläut. Bl. Haslach, geol. Spezialkarte Baden 1901, p. 13.
(43) H. Rosenbusch, Mitt. Bad. geol. Land. **4**, 39, 1899.
(44) F. E. Müller, N. J. 1882 II, 205.
(45) Sjögren, Johannsen und Naima Sahlbohm, Geol. För. Förh. **36**, 441, 1914.
(46) Klemm, Z. D. G. G. **63**, 476, 1911 und Not.Bl. Ver. Erdkde. Darmstadt 1911, p. 4.
(47) Romberg, N. J. B. B. **8**, 340, 1892.
(48) Erdmannsdörffer, N. J. B. B. **50**, 307, 1923.
(49) Brammall und Harwood, Min. Mag. **20**, 39, 1923.
(50) R. Brauns, Die Min. d. Niederrhein. Vulkangebiete etc. Stuttgart 1922.
(51) Erdmannsdörffer, Z. D. G. G. 1924, Mon.-Ber. p. 114.
(52) Cornelius, N. J. B. B. **52** A, 13, 1925.

Sillimanit.

Chem. Zus. $Al_2O_3 . SiO_2$, statt Al_2O_3 wenig Fe_2O_3.

Morph. Rhombisch, holoedrisch; 0,97 : 1 : 1,34 [Spencer (1)], (010), (110), (450), (320); Endflächen höchst selten, eine von Spencer beobachtete nahm dieser als (011) [1]).

010 : 110 = 45° 46′	010 : 011 = 36° 48′
450 = 39° 25′	230 = 34° 24′

Stets langgestreckt nach c; Prismenflächen meist in oszillatorischer Kombination. Häufiger als deutliche Kristalle sind parallel und büschlig angeordnete Aggregate feinster Nädelchen, die bis zu unmeßbarer Dicke herabsinken (Taf. XI, Fig. 1). Die feinen Nädelchen oft gebogen, auch geknickt und gedrillt; in Spitzen auslaufend oder wie abgebrochen. Nie derb oder körnig.

Koh. Spaltung nach (010) vollkommen, deutlich in Längs- und Querschnitten, wenn die Dimensionen nicht zu klein sind. Nach der fast stets beobachtbaren Biegung und Fältelung um a ist (010) wahrscheinlich Translationsfläche, die Vertikalachse Translationsrichtung, T = (010), t = [001]. —

[1]) Nach nur annähernden Messungen. — Taubert (Centralbl. 1906, 372) hatte einer von ihm beobachteten Endfläche die Indizes (052) gegeben dem von Linck „berechneten", sehr hypothetischen Achsenverhältnis zuliebe; sie würde hier etwa (043) werden.

Unregelmäßige Querabsonderung allgemein verbreitet. H = 6—7½; zum Unterschied von Cyanit keine auffallenden Unterschiede der Ritzbarkeit in (010). — d = 3,23—3,25.

Opt. Glasglanz; auf der Spaltfläche perlmutterartig. Farbe bräunlich, grau, weiß, bläulich, grün. Im durchfallenden Licht meist farblos, bei sehr feinen faserigen Aggregaten oft ins Gelbliche trüber Medien. a = a, b = b, c = c (Fig. 37). Kräftige positive Doppelbrechung. Brechungsindizes etwas schwankend; nach Bowen, Greig und Zies (20) anscheinend steigend mit dem Gehalt an $Fe_2O_3 + TiO_2$; sie fanden an fast chemisch reinem S. von Delaware Cty., Penns.: $\alpha = 1{,}657$, $\gamma = 1{,}677$; an solchem von Romaine, Quebec, mit 0,63 Fe_2O_3 dagegen $\alpha = 1{,}659$, $\gamma = 1{,}680$. Bei genaueren Messungen fanden für Na-Licht:

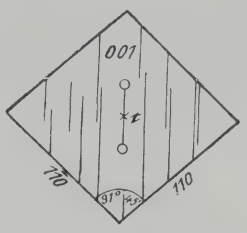


Fig. 37.

	α	β	γ	Δ		
Saybrook . . .	1,6603	1,6612[1])	1,6818	+0,0215	±0,0002	Wülfing
„ . . .	1,6570	1,6583	1,6770	0,0200		Zimanyi (2)
Ceylon (Li) . .	1,6527	1,6542	1,6730	0,0203		
„ (Na) . .	1,6562	1,6577	1,6766	0,0204		Melczer (3).
„ (Tl) . .	1,6597	1,6611	1,6801	0,0204		

Spencer (1) fand an Kristallen von Mogok in Oberbirma:

	α	β	γ	Δ
Li	1,6544	1,6557	1,6743	+0,0199
Na	1,6584	1,6596	1,6789	0,0205
Tl	1,6614	1,6625	1,6821	0,0207

Die Dispersion der Doppelbrechung $\gamma - \alpha$ ist danach nur schwach[2]).

Winkel der optischen Achsen klein, starke Dispersion $\varrho > v$. Gemessen ist für 2 E an Kristallen von

	rot	gelb	blau	
Saybrook . .	43° 9′	42° 30′	38° 41′	Des Cloizeaux (4)
Bamle . . .	37° 55′	33° 50′	28° 20′	„
Ceylon . . .	31° 19′ (Li)	30° 57′ (Na)	30° 3′ (Tl)	Melczer (3)
Mogok . . .	52° 25′ (Li)	52° 2′ (Na)	51° 12′ (Tl)	Spencer (1).

[1]) Berechnet aus α, γ und dem Achsenwinkel.

[2]) Nach Hlawatsch (Z. X, **27**, 606, 1898) wird die Brechung durch Pigmente verringert. An dunkelbraunem S. von Saybrook war $\alpha = 1{,}6549$, $\gamma = 1{,}6773$, bei hellbraunem $\alpha = 1{,}6612$, $\gamma = 1{,}6837$ (Wellenlänge?); auch in ein und demselben Prisma machte sich der Unterschied bemerkbar.

Der Achsenwinkel unterliegt also nach Größe wie nach Stärke der Dispersion erheblichen Schwankungen (vergl. auch p. 320).

Der Pleochroismus ist in dickeren Platten von Saybrook: c = dunkel nelkenbraun, a = hellbräunlich; im Dünnschliff ∥ c licht rötlichbraun, ⊥ c gelblichviolett bis farblos, die Färbung oft nur fleckenweis. Für ceylonesische Kristalle nach Melczer: c = tiefblau, mit schwach violettem Ton, b = schwach grün bis graugrün, a = blaßgelb bis bräunlichgelb. Für Mogok nach Spencer: c = saphirblau, b = farblos, a = sehr blaß gelblich. — Im Dünnschliff ist der Pleochroismus meist nur sehr schwach oder fehlt ganz. Die Färbung verschwindet nicht nach starkem Erhitzen.

Phys.-Chem. Bowen und Greig (20) konnten natürlichen Sillimanit 6 Tage über 1350° erhitzen, ohne daß er eine merkliche Veränderung zeigte; wurden aber 1545° (das ist die eutektische Temperatur zwischen $3\,Al_2O_3 . 2\,SiO_2$ [Mullit] und SiO_2) überschritten, so zerfiel er in Mullit + sehr saure Schmelze. — Eine Umwandlung in Andalusit oder Cyanit ist auf keine Weise gelungen. Nach F. Neumann und Eitel (22) müßten Sillimanit und Andalusit sich bei 1475 ± 75° in einander umwandeln (während Disthen mit zunehmender Temperatur immer instabiler wird).

Feine ∥ c oder beiderseits unter ca. 34° dazu geneigte schwarze oder tiefbraune Strichelchen und dünne Stäbchen, die anscheinend nicht doppelbrechend sind (namentlich im Vork. von Saybrook), deuten vielleicht auf Entmischungen hin; sie scheinen auch mit der Färbung zusammenzuhängen und verschwinden nicht nach starkem Glühen.

Wird nach Shepherd und Gen. (6) von Säuren nicht angegriffen, auch von kalter Flußsäure erst nach Tagen; von warmer oberhalb 70° ziemlich schnell nach Vernadsky (7); auch nach Klemm (8) werden die feinen Nädelchen von Flußsäure gelöst. Langsam gelöst in HF + HCl, auch in schmelzendem Na_2CO_3. Natürliche Zersetzungsvorgänge nicht bekannt.

Künstl. Darst. Angesichts der Ergebnisse von Bowen und Greig (20) erscheint es sehr zweifelhaft, ob die zahlreichen Angaben über das Vorkommen von Sillimanit in künstlichen tonerdereichen Silikatschmelzen sich nicht auf Mullit anstatt auf Sillimanit beziehen, so namentlich jene von Vernadsky (7) über seine Anwesenheit in Porzellan. Dasselbe gilt von den Angaben von Morozewicz (19). Er erhielt „Sillimanit" (zusammen mit Korund!) aus mit Tonerde hinreichend gesättigten Schmelzen von Natrium-Aluminium-Silikat. Auch die durch Beimengung von Fe pleochroitischen ($\alpha = \beta$ farblos, γ schön blau) Kristalle, die Eitel (5) in aluminothermisch erhitztem Gemenge von SiO_2 und Al_2O_3 beobachtete und optisch genau untersuchte, waren wohl Mullit, zumal die Brechungsindizes merklich kleiner waren als bei Sillimanit,

auch der Achsenwinkel $2V = 42{,}5^0$ mit dem des Mullit übereinstimmt und durch Erwärmen rasch abnimmt, während jener des Sillimanits nach Des Cloizeaux etwas wächst. — Auch die von Shepherd, Rankin und Wright (6) durch Erhitzung von $Al_2O_3 . 2\,SiO_2$ mit $Ca_2V_2O_3$ auf 1100^0 dargestellten Kriställchen waren schwerlich Sillimanit, da Bowen und Greig (20) auch dann niemals Sillimanit erhielten, als sie die Schmelztemperatur durch Zusatz von Flußmitteln auf 1050^0 erniedrigten.

Durch Erhitzung von Glas der Zusammensetzung $Al_2O_3 . SiO_2$ mit 10% (überhitzter) Lösung von NaCl entstand nach Shepherd, Rankin und Wright (6) nur „Sillimanit", kein Andalusit oder Cyanit. — Ein sillimanitähnliches Mineral, aber von geringerer Lichtbrechung, wurde von Schlaepffer und Niggli (21) auf hydrothermalem Wege erhalten.

Vork. Der Sillimanit findet sich nur ausnahmsweise in Graniten und anderen Eruptivgesteinen und ist dann meistens sicher als Fremdling nachzuweisen, der aus Einschlüssen stammt oder entstand. So in Basalten (Niederrhein, Mitteldeutschland) hervorgegangen aus Einschlüssen von Biotit oder tonigen Massen; aus Andalusit z. B. entstanden im Cordieritandesit von Lipari nach A. Bergeat (18). Indessen wäre durch erneute Untersuchung wohl noch zu ermitteln, ob hier nicht auch z. T. Mullit vorliegt. Die Bildungstemperatur des Sillimanit liegt nach den Versuchen von Bowen und Greig wohl unterhalb 1050^0.

Viel häufiger und in mehr gleichmäßiger Verbreitung und Verteilung findet sich der S. in kristallinen Schiefern, Gneisen, Granuliten, Glimmerschiefern, seltener in Eklogiten, Amphiboliten und verwandten Gesteinen. Er tritt in den Ortho- wie in den Paragneisen auf und in letzteren ist, wie namentlich auch Hinterlechner (9) betonte, seine Entstehung aus Anhäufungen toniger Zersetzungsrückstände nicht unwahrscheinlich. In allen diesen schiefrigen Gesteinen erscheint er z. T. in isolierten, mehr oder weniger zahlreichen Individuen, z. T. in filzartigen und büschelförmigen Aggregaten, die in einem Teig von Quarz liegen. Das ist der sog. Faserkiesel; Fibrolith, Buchholzit, Wörthit, Monrolith, Xenolith sind Synonyme für Faserkiesel. In dieser Form bildet er gern linsen- bis flachscheibenförmige Körper. Ebenso überzieht er gern in dünnen Lagen die Gleitflächen und siedelt sich an in den Quetschzonen der Schiefer. Höchst charakteristisch ist die Art, wie die Sillimanitnädelchen sich zu dichten Strömen zusammendrängen und dann sich jeder Stauchung des Gesteins anschmiegen und bei späteren Umbildungen der Gesteine noch helizitisch die frühere Struktur des Gesteins erkennen lassen. Sehr deutlich läßt sich in Orthogneisen oft seine Entstehung aus verquetschten Biotitblättchen feststellen. Er wird in diesen Gesteinen fast regelmäßig von Granat, Cordierit und Spinellen begleitet. Die ersten mikroskopischen Beschreibungen lieferten E. Kalkowsky aus

Gneisen des Eulengebirges (17) und der sächsischen Granulitformation (10), E. Schumacher (11) aus schlesischen, Fr. Becke (12) aus niederösterreichischen Gneisen, A. Michel-Lévy (13) aus solchen des Morvan, G. W. Hawes (14) aus Glimmerschiefern von New Hampshire, L. Bucca (15) aus Kinzigiten von Catanzaro. — In Eklogiten tritt er neben Disthen, in den Quarz- und Quarzfeldspatlinsen der kristallinen Schiefer neben Andalusit und Disthen auf. Hierüber sowie über die Verwachsung mit Andalusit siehe Seite 309 und 313.

In den kontaktmetamorphen Gesteinen findet sich Sillimanit, soweit sie aus Tonschiefern hervorgingen, nur selten neben Andalusit und besonders dann, wenn auch Cordierit sich reichlicher bildete, wie bei Barr und Andlau in den Vogesen. Dagegen wies Ch. Barrois (16) seine allgemeine Verbreitung in den kontaktmetamorphen silurischen Sandsteinen im Guéméné, Bretagne, nach.

Mullit.

Mullit nannten Bowen und Greig (20) das Mineral von der Zusammensetzung $3\,Al_2O_3 \cdot 2\,SiO_2$, weil es auf der Insel Mull als Gemengteil von Buchit (im Basalt eingeschmolzener Tonsandstein) vorkommt (vergl. oben p. 318). Es ist außerordentlich sillimanitähnlich und die Kunstprodukte dieser Zusammensetzung sind daher bisher mit Sillimanit verwechselt[1]).

Auf isomorphe Mischbarkeit mit Sillimanit weist weder die Zusammensetzung der natürlichen Kristalle noch der Kunstprodukte.

Rhombisch, $110 : 1\bar{1}0 = 89^0\,13'$; Spaltbarkeit nach (010); $\mathfrak{c} \parallel c$, $\mathfrak{a} \parallel a$[2]), optisch positiv.

$$\alpha = 1{,}642, \quad \gamma = 1{,}654; \quad \Delta = +0{,}012; \quad 2\,V = 45 - 50^0.$$

Die Brechungsindizes sind also etwas kleiner als am Sillimanit, der Achsenwinkel erheblich größer. Auch hier steigt die Brechung mit dem Gehalt an $Fe_2O_3 + TiO_2$; sie erreicht in künstlichem Mullit mit 0,86 $Fe_2O_3 + 1{,}12$ TiO_2 die Werte $\alpha = 1{,}651$, $\gamma = 1{,}668$; in anderen (mit mutmaßlich mehr als 4% $Fe_2O_3 + TiO_2$) erreicht sie die Werte des Sillimanits; solche sind dann auch stark pleochroitisch mit $\alpha = \beta =$ farblos, $\gamma =$ violettrot.

B. und Gr. fanden bei der Untersuchung des Systems $SiO_2 - Al_2O_3$, daß Mullit aus allen Schmelzen bei Temperaturen oberhalb 1545° bis 1810° kristallisiert; oberhalb 1810° zerfällt M. unter Ausscheidung von Korund; nach diesem scheidet er sich aus Schmelzen aus, die mehr als 55% Tonerde

---

[1]) In den Gesteinen der Niederrheinischen Vulkangebiete liegt nach A. und R. Brauns (Zentralbl. 1926 [A] p. 9) Sillimanit, nicht Mullit, vor. Wyckoff fand zwischen Sillimanit von Delaware Co., Penn. und Mullit röntgenographisch keinen Unterschied.

[2]) Bei Bowen und Greig durch Druckfehler b statt a!

enthalten, wobei aber in jenen, in denen die Tonerdemenge geringer ist, als der Zusammensetzung $3\,Al_2O_3\,.\,2\,SiO_2$ entspricht ($> 71{,}8\%$), der Korund bei 1810° wieder aufgelöst wird. Erst aus Schmelzen mit mehr als $94{,}5\%$ SiO_2 ist Cristobalit primäre Ausscheidung.

Der Mullit ist wahrscheinlich eine häufige Neubildung in den durch Basalt u. a. metamorphosierten Einschlüssen toniger Sandsteine und als solcher erkannt von Eitel (23) am Bühl bei Weimar (Kassel), bisher aber wohl für Sillimanit gehalten.

Der Mullit bildet den wesentlichsten (in dem Marquardt-Porzellan den fast ausschließlichen) Bestandteil aller Porzellane, die demnach, wenn sie keinen Überschuß an SiO_2 enthalten, erst bei 1810° zu schmelzen anfangen (sonst bei 1545°). Er ist aus den Porzellanen durch mehrstündige Einwirkung von HF zu isolieren. Sillimanit wurde in den Porzellanen nicht gefunden.

Wenn Sillimanit durch Erhitzung auf über 1545° (eutektische Temp. Mullit-Cristobalit) in Mullit übergeht, erscheint der Mullit mit den Umrissen des Sillimanits und in der dem Sillimanit entsprechenden kristallographischen Orientierung.

Literatur.

(1) Spencer, nach Z. X. **56**, 628, 1922.
(2) Zimanyi, Z. X. **22**, 340, 1894.
(3) Melczer, Z. X. **33**, 257, 1900.
(4) Des Cloizeaux, Nouvelles Recherches. Mém. Inst. Fr. **18**, 602, 1867.
(5) Eitel, Zeitschr. anorg. Chem. **88**, 173, 1914.
(6) Shepherd, Rankin und Wright, Am. Journ. **28**, 301, 1909 und Zeitschr. f. anorg. Chem. **68**, 379, 1910.
(7) Vernadsky, Bull. Soc. Min. Fr. **13**, 256, 1890.
(8) Klemm, Not.Bl. Ver. Erdkde. Darmstadt (5) **4**, 3, 1918.
(9) Hinterlechner, Jahrb. K. K. geol. Reichsanst. **57**, 348, 1907.
(10) Kalkowsky, N. J. 1882 I, 233.
(11) Schumacher, Z. D. G. G. **30**, 427, 1878.
(12) Becke, T. M. P. M. **4**, 203, 1881.
(13) Michel-Lévy, Bull. Soc. Min. Fr. **3**, 3, 1880.
(14) Hawes, Mineralogy a. Geol. of New Hampshire. Concord 1878, 107.
(15) Bucca, Bull. R. Com. geol. d'Italia, 1884.
(16) Barrois, Ann. Soc. géol. du Nord. Lille **10**, 403, 1884.
(17) Kalkowsky, Die Gneisformation des Eulengebirges. Leipzig, 1878, 5.
(18) A. Bergeat, N. J. B. B. **30**, 600, 1910.
(19) Morozewicz, T. M. P. M. **18**. 50, 1899.
(20) Bowen und Greig, Journ. Amer. Ceramic Soc. **7**, 238, 1924 und dies. mit Zies in Journ. Washington Ac. Sc. **14**, 183, 1924.
(21) Schlaepffer und Niggli, Zeitschr. anorg. Chem. **87**, 57, 1914.
(22) F. Neumann und Eitel bei Eitel, Wiss. Forschungsber. **13**, 43, 1925 und F. Neumann, Zeitschr. f. anorg. Chem. **145**, 193, 1925.
(23) Eitel, N. J. 1925 I, 318.

Topas.

Chem. Zus. $[Al(F,OH)]_2SiO_4$.

Morph. Rhombisch, holoedrisch, nach den vielfach, zuletzt sehr allseitig von Eichler (1) und Ichikawa (32) untersuchten Ätzerscheinungen; 0,5285 : 1 : 0,4770 v. Kokscharow.

(111), (223), (001), (110), (120), (021), (041), (201) u. a. Formen. Prismenzone stark vertikal gestreift; Winkel etwas schwankend.

$110 : 1\bar{1}0 = 55^0\,43'$	$201 : 20\bar{1} = 57^0\,59'$
$120 : 1\bar{2}0 = 86^0\,49'$	$001 : 111 = 45^0\,35'$
$021 : 0\bar{2}1 = 87^0\,18'$	$223 = 34^0\,14'$
$111 : 1\bar{1}1 = 39^0\,0'$	$111 : \bar{1}11 = 78^0\,20'$

Kurz prismatisch, am Ende bald (001), bald (111), bald (021) herrschend. — Zwillinge nicht sicher bekannt. — Stengel, parallel- und divergent- bis radialstrahlige Aggregate (Pyknit). — Körner, derb.

Koh. Spaltbarkeit nach (001) sehr vollkommen. Bruch flachmuschlig bis uneben. H = 8. — d = 3,532—3,574.

Opt. Glasglanz. Farblos, gelb in verschiedenen Nuancen bis rötlich, hellblau bis bläulichweiß, grau im auffallenden Lichte, farblos im Dünnschliff. — Brechungsvermögen mäßig, schwache positive Doppelbrechung. a = a, b = b, c = c. — Die von S. L. Penfield und J. C. Minor jr. (2) nachgewiesene Abhängigkeit der Brechungsexponenten und optischen Achsenwinkel von dem Maße der Vertretung des Fluors durch Hydroxyl zeigt die folgende Tabelle nach Penfield und Minor mit Ergänzungen. Die Hauptbrechungsexponenten wurden von verschiedenen Autoren bestimmt, hinter deren Namen die von ihnen beobachteten Winkel $2E_{na}$ angeführt sind.

	$2E_{na}$	d	α_{na}	β_{na}	γ_{na}	Fluor	Wasser
Durango	$129^0\,30'$	—	—	—	—	—	—
						Des Cloizeaux (3).	
Zacatecas	$126^0\,28'$	3,574	—	—	—	—	0,18
Thomas-Range, Utah	$126^0\,24'$ [1])	3,565	1,6072	1,6104	1,6176	20,37	0,19
							Alling (9)
Nathrop, Col.	$125^0\,51'$	3,567	—	—	—	20,42	0,29
Pikes Peak, Col.	$122^0\,42'$	3,567	—	—	—	—	0,48
Tenagari, Japan	$120^0\,59'$	3,565	—	—	—	19,50	0,57
Japan	$119^0\,30'$	3,537	1,6123	1,6155	1,6229	18,49	1,83
							Rosicky (4)
Adun Tschalon	$118^0\,46'$	3,562	1,6133	1,6160	1,6225	19,28	0,58
							Mühlheims (5)
San Luis, Mexico	$118^0\,17'$	3,575	—	—	—	19,53	0,80
Amerika b. Penig i. S.	$117^0\,46'$	3,568	1,6121	1,6147	1,6215	19,47	0,73
							Grandinger (30)

[1]) gelb.

Schneckenstein	114° 28′	3,555	1,6155	1,6181	1,6250	18,50	0,93
				Mülheims (5)			
Stoneham, Me.	113° 50′	3,560	—	—	—	18,56	0,98
Minas Geraes	84° 28′	3,532	1,6294	1,6308	1,6375	15,48	2,45
				Mülheims (5)			
Mugla, Kleinasien	71° 13′	—	—	—	—	—	—

Über die Dispersion geben die Messungen von Mülheims (5) Aufschluß; er fand

	Schneckenstein				Adun-Tschalon				Brasilien			
	α	β	γ	2 V	α	β	γ	2 V	α	β	γ	2 V
B	1,6122	1,6148	1,6217	63°31′	1,6100	1,6127	1,6193	66° 1′.5	1,6259	1,6274	1,6341	50°30′
D	1,6155	1,6181	1,6250	62°33′	1,6133	1,6160	1,6225	65°30′.5	1,6294	1,6308	1,6375	49°37′
F	1,6209	1,6234	1,6303	61° 9′	1,6187	1,6213	1,6279	64°30′	1,6350	1,6364	1,6431	48°32′

Danach ist Δ Na $= +0{,}0104 - 0{,}0081$ und nimmt ab mit dem Wassergehalt. Die Dispersion der Doppelbrechung ist, namentlich nach den genauen Messungen von Offret (6), gering, die Farben etwas unternormal. Die Brechungsindizes nehmen bis 300° etwas zu, die Doppelbrechung etwas ab.

Pleochroismus zeigen die Topase im Dünnschliff nicht.

Optische Anomalien sind bei den Topasen, zumal den gelben brasilianischen, häufig und wurden bereits von Brewster (7) wahrgenommen (Taf. IX, Fig. 5). Dünne Platten nach der Spaltbarkeit zerfallen im parallelpolarisierten Lichte in mehrere Felder; im Zentrum liegt ein Rhombus mit den Winkeln des Topasprismas, an jede Seite dieses Rhombus legt sich ein Trapez. Das zentrale Feld ist bald einheitlich und besitzt die normalen Auslöschungen parallel den Diagonalen, oder es zeigt seinerseits einen Zerfall in mehrere Felder, beziehungsweise sich kreuzende Lamellen mit einer allenthalben geringen Schiefe der Auslöschung (3°—5°) nach links und rechts von den Diagonalen. Die randlichen Trapeze löschen mit wechselnder Schiefe gegen die Diagonalen (bis zu 20°) des zentralen Rhombus aus. Allenthalben erhält man im konvergenten Lichte die Interferenzfigur zweiachsiger, senkrecht zur spitzen Bisektrix geschnittener Kristalle mit einer durch die Auslöschungsrichtungen gegebenen Lage der Achsenebenen und oft stark mit dem Ort wechselnder Größe des Achsenwinkels. Mallard (8) nahm daher einen Aufbau des Topas aus zwillingsartig verbundenen monoklinen Individuen an. Die Erscheinungen erklären sich ungezwungen nach den Untersuchungen von Penfield und Minor (2) aus einer mit der Zonenstruktur und dem damit verbundenen Wechsel in der chemischen Zusammensetzung zusammenhängenden Spannung.

Phys.-Chem. V. d. L. unschmelzbar, Schmelzpunkt unbekannt. Bei sehr hoher Temperatur verliert der T. sein Fluor und geht nach Vernadsky (10) in Sillimanit über. — Säuren greifen den T. nicht an, auch Schwefel-

säure nur langsam. — Künstliche Darstellung scheint bisher nicht gelungen; vergl. Fouqué und Michel-Lévy (31).

Vork. Der Topas ist ein ziemlich beständiger Gemengteil der zinnerzführenden Granite und Gneise, kommt aber in geringer Menge in sehr vielen Muscovit- und Biotitgraniten und namentlich in den Lithionitgraniten vor, gern begleitet von Flußspat, Apatit und anderen Fluormineralien, auch von Turmalin. F. Schalch (11) beschrieb ihn aus dem Lithionitgranit vom Greifenstein im Erzgebirge und (12) aus dem Eisenbacher Granit des Schwarzwaldes. v. Mikluchо-Maclay (13) fand ihn in sehr kleinen Kristallen neben Rutil und Zinnerz in dem Lithionit des erstgenannten Vorkommens eingewachsen. Ebenso ist er beobachtet in den Glimmern pegmatitischer Granite von Miask. In Albitgranit der Haute-Vienne erscheint er nach Lacroix (14) zusammen mit Lepidolith und Zinnstein. Nach M. Schröder (15) findet er sich massenhaft als Zement einer Reibungsbreccie in kontaktmetamorphem Phyllit am Granit von Eibenstock mit Quarz, Turmalin, Zinnstein und Steinmark, wobei der Topas anscheinend Turmalin z. T. verdrängt hat. In dem benachbarten Vorkommen am Saubach ist der Topas außerdem in Quarzporphyr in radialstrahligen Partien unter Verdrängung namentlich des Feldspates eingewandert (Taf. X, Fig. 5). Diesem Vorkommen ähnlich, aber feinkörniger sind nach v. Groddeck (16) jene vom Mt. Bischoff (Tasmanien), ferner nach Dalmer (17) auch solche im Teplitzer Quarzporphyr. Auch in den Greisenbildungen von Geyer i. S. [Salomon und His (19)] und jenen von Cornwall [Langerfeld (18)] scheint der Topas hauptsächlich die Feldspate des ursprünglichen Granits verdrängt zu haben.

Bekannt sind die zahlreichen Vorkommen von Topas in Pegmatiten und Drusenräumen granitischer und gneisiger Gesteine (Fichtelgebirge, Elba, Mourne Mount., Finbo, Miask, Nertschinsk u. v. a.). — Als Einschluß in Vesuvian beobachtete ihn v. Eckermann (33) in kontaktmetamorphem Kalk am Tennberg-Granit.

In den Erguß- und Gangformen granitischer Magmen fand ihn Ch. W. Cross (20) neben Granat aufgewachsen in den Lithophysen von Lipariten Colorados, ähnlich Penfield und Foote (21) und Patton (22), Erdmannsdörffer (34) am Saalband des Bodeganges im Harz. Auch in diesen Gesteinen ist der T. wohl meist eine etwas jüngere pneumatolytische Bildung.

Aus metamorphen Schiefern, Granuliten (mit Cyanit und Rutil) und amphibolitartigen Gesteinen beschreibt den Topas J. Jensen (23) aus Queensland. Aus kristallinischen Schiefern stammen auch die schönen Topase von Minas Geraes.

Der Topas pflegt außer Blättchen von Eisenglanz und Ilmenit, die besonders in den gelben brasilianischen vorkommen, zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse zu beherbergen, welche teils regellos in Schnüren und Reihen liegen, teils annähernd auf konzentrischen Flächen von (110) und (120) geordnet sind. Ihre Form ist eine sehr wechselnde und oft überaus bizarre; doch kann man vielfach eine Annäherung oder vollständige Übereinstimmung mit der Form des Topas beobachten. Diese Flüssigkeitseinschlüsse, welche seit Brewster (29) u. a. von Erhard und Stelzner (24) studiert wurden, bestehen bisweilen aus Wasser oder wässerigen Salzlösungen, bisweilen aus flüssiger Kohlensäure oder gleichzeitig aus beiden Fluidis. In den Flüssigkeitseinschlüssen mancher Topase, zumal vom Schneckenstein, treten mannigfache kristalline Ausscheidungen auf (Fig. 37 a), unter denen würfelförmige, wasserhelle Kriställchen am häufigsten vertreten sind. Dieselben

Fig. 37 a.

lösen sich bei hinreichender Erwärmung in ihrer Mutterlauge auf und kristallisieren bei Abkühlung wieder aus; sie werden also kaum dem Steinsalz zugerechnet werden dürfen. Außerdem trifft man darin seltener rhomboedrische, farblose Kristalle, lang nadelförmige, sich gewöhnlich zwillingsartig durchkreuzende Mikrolithe und rotbraune pyramidale Kriställchen mit einer abgestumpften Ecke. Alle diese Kristallisationen lösen sich bei Temperaturerhöhungen nicht in der Flüssigkeit auf. N. von Nordenskiöld (25) fand, daß die Fluida in geglühten brasilianischen Topasen ein rußiges Aussehen hatten und nach Verflüchtigung eine rotbraune oder schwarze, naphthaähnliche Substanz zurückließen. Daß die Libellen oft unter dem kritischen Punkt der CO_2 verschwinden, deutet gleichfalls auf fremde Beimengungen.

Der Topas wandelt sich ebenso wie der Andalusit zuweilen in Muscovit um, wobei der Prozeß nach J. S. Diller und F. W. Clarke (26) an Kristallen von Stoneham von den Blätterdurchgängen nach (001) aus ins Innere fortschreitet. Ebenso wird eine Umwandlung in Kaolin (Nakrit) von

Reuß (27) beschrieben; darin möchte jedoch Frenzel (28) nur ein Übergangsglied vom Topas zum Muscovit sehen.

Literatur.

(1) Eichler, Leipziger Ber. 9. Mai 1921.
(2) Penfield und Minor, Am. Journ. **47**, 387, 1894.
(3) Des Cloizeaux, Nouv. Recherches, Inst. France **18**, 612, 1867.
(4) Rosický, nach N. J. 1911 II, - 21 -.
(5) Mülheims, Z. X. **14**, 202, 1888.
(6) Offret, Bull. Soc. Min. Fr. **13**, 405, 1890.
(7) Brewster, Trans. Cambridge Phil. Soc. 1822.
(8) Mallard, Ann. min. 1876, 10.
(9) Alling, Am. Journ. **33**, 146, 1887.
(10) Vernadsky, Bull. Soc. Min. Fr. **13**, 259, 1890.
(11) Schalch, Erläut. Sekt. Geyer geol. Spezialkarte Sachsen. 1878, 44.
(12) Schalch, Erläut. Bl. Villingen geol. Spezialkarte Baden. 1899.
(13) v. Miklucho-Maclay, N. J. 1885 II, 90.
(14) Lacroix, Minéralogie de la Fr. **1**, 62, 1893.
(15) M. Schröder, Erläut. geol. Spezialkarte Kgr. Sachsen, Sekt. Falkenstein.
(16) v. Groddeck, Z. D. G. G. **38**, 370, 1886 und **39**, 78, 1887.
(17) Dalmer, Z. D. G. G. **39**, 819, 1887.
(18) Langerfeld, N. J. B. B. **28**, 13, 1909.
(19) Salomon und His, Z. D. G. G. **40**, 570, 1888.
(20) Ch. W. Cross, Am. Journ. **31**, 432, 1886.
(21) Penfield und Foote, Am. Journ. **4**, 108, 1897.
(22) Patton, nach N. J. 1911 II, - 67 -.
(23) J. Jensen, Proc. Linnaean Soc. N. S. Wales 1906, P. I.
(24) Erhard und Stelzner, T. M. P. M. **1**, 450, 1878.
(25) N. v. Nordenskiöld, N. J. 1886 I, 242.
(26) J. S. Diller und F. W. Clarke, Am. Journ. **29**. 378, 1885.
(27) Reuß, Lotos, **60**, 42.
(28) Frenzel, T. M. P. M. **3**, 513, 1880.
(29) Brewster, Pogg. Ann. **91**, 607, 1854 und Phil. Mag. (4) **10**, 233; Edinburgh New Phil. Journ. **38**, 386, 1845; Trans. Roy. Soc. Edinburgh **16**, 1 und Phil. Mag. London, **31**, 101, 1847; London, Edinburgh u. Dublin phil. Mag. **31**, 497, 1847.
(30) Grandinger, Dissert. Leipzig, 1919.
(31) Fouqué und Michel-Lévy, Synthèse des min. et des roches 1882, 119.
(32) Ichikawa, Am. Journ. (5) **6**, 53, 1923.
(33) v. Eckermann, Geol. För. Förh. 1923, 514.
(34) Erdmannsdörffer, Z. D. G. G. 1924, Monatsber. p. 118.

Danburit.

Chem. Zus. $CaB_2Si_2O_8$.

Morph. Rhombisch, holoedrisch; 0,5444 : 1 : 0,4807, Brush und Dana[1]): (110), (120), (140), (001), (041), (061), (021), (101), (142), (121)

[1]) Damit stimmt fast völlig überein das von Schuster (1) unter Berücksichtigung der Vizinalflächen abgeleitete Achsenverhältnis.

und viele andere Formen. Habitus kurz- bis langprismatisch, öfter topasähnlich. Auch kurzstengelige Aggregate ohne deutliche Kristallflächen. Zwillinge nicht mit Sicherheit bekannt.

$110 : 1\bar{1}0 = 57^0\,8'$	$021 : 0\bar{2}1 = 87^0\,45'$
$120 : 1\bar{2}0 = 94^0\,52'$	$142 : \bar{1}42 = 35^0\,18\frac{1}{2}'$
$101 : \bar{1}01 = 82^0\,53'$	$1\bar{4}2 = 82^0\,40'$

Koh. Spaltbarkeit nach (001) nur sehr undeutlich; nach M. Weber (2) deutlichere Spaltrisse nach (010); Bruch uneben, spröd. H = 7—7,25. — d = 2,97—3,02 (Russell), 2,985 (Scopi), 2,974 ± 0,003 (Quadalcazar).

Opt. Farblos oder gelblich; Fettglanz bis hoher Glasglanz. Optische Achsen in (001), a ‖ b ist für rot bis grün spitze, für blau stumpfe Bisektrix.

$2V_a$ für Li	$= 87^0\,37'$	(Russell),	$88^0\,4'$	(Schweiz)
Na	$= 88^0\,23'$	„	$88^0\,29'$	„
blau	$= 90^0\,56'$	„	$90^0\,24'$	„

Hintze (3) ermittelte an Kristallen vom Scopi β und γ mittels Prisma und berechnete daraus und aus 2 V auch α:

rot . .	$\alpha = 1{,}6258$	$\beta = 1{,}6303$	$\gamma = 1{,}6331$	$\Delta = -0{,}0073$
gelb .	$\alpha = 1{,}6317$	$\beta = 1{,}6337$	$\gamma = 1{,}6363$	$\Delta = 0{,}0046$
grün .	$\alpha = 1{,}6356$	$\beta = 1{,}6366$	$\gamma = 1{,}6393$	$\Delta = 0{,}0037$

danach wären also stark unternormale Interferenzfarben zu erwarten.

Kratzert (4) maß an Kristallen von Guadalcazar und Kawamura (5) an Kristallen von Obira für Na-Licht:

$\alpha = 1{,}6308$,	$\beta = 1{,}6334$,	$\gamma = 1{,}6362$,	$\Delta = -0{,}0054$,	daraus $2V = 88^0\,2'$
$= 1{,}6303$,	$= 1{,}6333$,	$= 1{,}6363$,	$= -0{,}0060$	$= 89^0\,50'$

Wenig abweichende Werte an Danburit von Madagaskar bei Lacroix (12).

Phys.-Chem. Schmilzt v. d. L. zu farblosem, nach dem Abkühlen weißem Glas. — Manche Vorkommen phosphoreszieren mit rötlichgelbem Licht. — Von HCl wenig angegriffen, nach dem Schmelzen damit gelatinierend. Natürliche Umwandlungen kaum bekannt.

Vork. Die meisten Vorkommen weisen auf pneumatolytische Entstehung in kontaktmetamorphen Gesteinen, wo der Danburit oft von andern B- und F-haltigen Mineralien begleitet wird. So nach Brush und Dana (6) in dem ältesten besser bekannten Vorkommen von Russell, St. Lawrence City, N.Y. in Höhlungen und Spalten eines granitischen Gesteins, eingebettet in Kalkstein und begleitet von Pyroxen, Turmalin, Glimmer und Quarz. — Bei Maharitza (Madagaskar) nach Lacroix (7) mit Beryll und Spodumen in Pegmatit, wahrscheinlich als endomorphes Kontaktprodukt der durchbrochenen Kalke und ähnlich bei Guadalcazar (Mexiko) nach

Kratzert (4) als pegmatitisch-pneumatolytische Bildung im Kontakt von Granit und Cenomankalken, begleitet von Beryll, Turmalin, Axinit, Topas, Flußspat, Dumortierit, Grossular und etwas Epidot. — In Tasmanien nach Twelvetree und Petterd (8) in Limurit, verwachsen mit Datolith und Axinit in einem anscheinend durch Bordämpfe vom Granit aus metamorphosierten Pyroxenit, ebenso bei Takashio, Provinz Hiuga, Japan, nach M. Weber (2) in grobem Gemenge mit Axinit.

In der Gegend von Cimina (nordwestl. Rom) in vulkanischen Auswürflingen ähnlich denen der Somma unter anderen mit Davyn, Granat, Titanit, nach Fantappié (9).

Etwas abweichend ist wohl die Bildungsweise in dem Vorkommen in Gneis am Scopi (Graubünden) nach Seligmann (10), wo aber M. Schuster (1) auch Turmalin (als Einschluß) beobachtete, und am Piz Giuf (Aarmassiv), dort nach Koenigsberger (11) als jüngste Bildung neben Rauchquarz, Adular und Amianth auf Klüften von Syenit.

Literatur.

(1) M. Schuster, T. M. P. M. **5**, 397, 1883 und **6**, 301, 1886.
(2) M. Weber, Z. X. **37**, 620, 1903.
(3) Hintze, Z. X. **7**, 296, 1883.
(4) Kratzert, Centralbl. 1922, 561.
(5) Kawamura, nach Z. X. **57**, 407, 1923.
(6) Brush und Dana, Z. X. **5**, 181, 1881.
(7) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **31**, 315, 1908.
(8) Twelvetree und Petterd, nach Z. X. **34**, 214, 1901.
(9) Fantappiè, Rivista di Min. e Crist. ital. **16**, 1, 1896 und **18**, 3, 1897.
(10) Seligmann, Verhandl. Nat. Ver. Rheinld. **40**, 100, 1883.
(11) Koenigsberger, Centralbl. 1905, 377.
(12) Lacroix, Minéralogie de Madagascar I, 456, 1922.

Dumortierit.

Chem. Zus. $8\,Al_2O_3 \cdot B_2O_3 \cdot H_2O \cdot 6\,SiO_2$, darin Al z. T. ersetzt durch Ti und Fe (zusammen etwa 2%)[1].

Morph. Rhombisch; 0,8897 : 1 : 0,6871 Schaller (1) (ähnlich Andalusit).

(010), (100), (120), (110), (320), (210), (102), (203); Zwillinge nach (210) häufig, auch polysynthetisch; die (? gleichnamigen) Auslöschungsrichtungen benachbarter Lamellen bilden einen Winkel von 31°[2], Zusammensetzungsfläche (210); nach Diller (3) auch Zwillinge nach andern Flächen der

[1]) Nach der Auffassung von Schaller (1), in naher Übereinstimmung mit den Analysen von Ford (2).

[2]) Damit kaum vereinbar die Angabe, daß die Ebenen der optischen Achsen in benachbarten Lamellen nahe parallel sind.

Prismenzone. Dünne, schlanke Säulen mit vertikaler Streifung, einzeln oder in parallelen und büschligen Aggregaten bis zu großer Dünne. Auch Sphärolithe bildend.

110 : 010	= 48° 20′	102 : 001	= 21° 7′
320 : —	59° 19′	203 : —	27° 14′
210 : —	66° 1′	120 : 010	= 29° 19′

Koh. Spaltbarkeit gut nach (100); unvollkommen nach (210) und (001). Bruch rauh; etwas spröde. Absonderung quer zur Längsrichtung z. T. mit ebenen Flächen (001). H = 7. — d = 3,306 für Kristalle von San Diego, Calif., nach Schaller (1); Ford (2) fand zwischen 3,211 und 3,43.

Opt. Schwacher Glasglanz, ins Seidige bei Fasern. Blau, blaugrau, auch bräunlich; selten weiß bis farblos oder rot, bläulichgrün bis pistaziengrün. Doppelbrechung schwach negativ. Linck (4) fand an D. des unteren Donbastonetales (Italien)

α	β	γ	Δ	
1,678	1,686	1,689	−0,011	
1,670	1,691	1,692	0,022 ± 0,003	nach Larsen (5) an kalifornischen Vorkommen
1,659	1,684	1,686	0,027 ± 0,003	Walker (23).

Nach Lacroix und Michel-Lévy (6) ist a = c, b = b, c = a. 2V um a an Kristallen von Tvedestrand 35°, $\varrho > v$, für den D. von San Diego fand Schaller dagegen $\varrho < v$ [1]) mit 2 E (Li) = 33°, (Na) = 37°, (Cu) = 42°.

Sehr stark pleochroitisch; stets der nach c ∥ a schwingende Strahl am stärksten absorbiert; im übrigen schwanken die Farben ⊥ c zwischen farblos bis blaßgelb, ∥ c kobaltblau, pistaziengrün, lachsfarben, tief karminrot, purpurrot. Die letztere ungewöhnliche Farbe am D. von San Diego ist nach Schaller vielleicht durch einen Gehalt an Ti_2O_3 (1½%) bedingt [2]). — Lacroix und Michel-Lévy (6) fanden um den D. von Tvedestrand im Cordierit pleochroitische Höfe, lebhaft gelb, wie um Zirkon. — D. zeigt nach Bertrand (7) pleochroitische Büschel noch schöner als Andalusit.

Phys.-Chem. V. d. L. unschmelzbar, Schmelzpunkt unbekannt; wird nach Vernadsky (25) bei heller Weißglut erst bräunlichschwarz, dann farblos und geht in Sillimanit über. Wird von Säuren, selbst Flußsäure, nicht angegriffen.

Vork. Der Dumortierit wurde von Gonnard (9) in pegmatitischen Gängen des Gneis von Beaunan und Brignais bei Lyon, ferner von Les Fernières zwischen Brignais und Francheville entdeckt in Begleitung von Turmalin, Apatit und Cordierit.

[1]) E. Bertrand (7) fand ebenso an D. von Beaunan $\varrho < v$, sehr stark.

[2]) Indessen ist Ti-haltiger von Madagaskar nach Lacroix blau.

Ähnlich ist das von vom Rath (10) beschriebene Vorkommen zusammen mit Korund in Granitpegmatit von Wolfshau bei Schmiedeberg in Schlesien. Diller und Whitfield (3) erkannten das von Riggs als Indigolith beschriebene Mineral des Pegmatits im Gneis von Harlem N.-Y. als Dumortierit, Linck (4) fand ihn in Pegmatiten des Oberen Veltlin, Hugi und Hirschi (28) in solchen des Bergell, Mackie (27) in granitischen Gesteinen Großbritanniens und Walker (23) in Pegmatiten des Gneis von Ashby, Addington Co., Ontario, Hlawatsch (14) in Pegmatit von Ebersdorf bei Poechlarn, Niederösterr., Wittich und Kratzert (21) zusammen mit Topas in Granit von Guadalcázar (Nord-Mexiko). Mutmaßlich stammen auch die von Rösler (13) in Schlämmrückständen nordböhmischer Kaoline aufgefundenen Kristalle aus granitischen Pegmatiten.

Aus regionalmetamorphen Schiefern ist er bekannt geworden durch Michel-Lévy und Lacroix von Tvedestrand in Süd-Norwegen (eingewachsen in Cordierit), ähnlich von Klemm (20) aus dem Kinzigit von Gadernheim im Odenwald, von Mrazec (24) in Cordieritgneis vom Berge Lotru (Karpathen), von Mackie (27) aus Paragneis bei Newburgh, von Rimann (22) in solchen von Rio de Janeiro und von Lacroix (18) in Begleitung von Lazulith und Cyanit in Quarzit von Chari in Französisch-Zentralafrika.

In kontaktmetamorphem Quarzit findet er sich nach Lacroix und Gramont (16, 17) bei Svarina auf Madagaskar (auch mit Lazulith und Cyanit) und in Ecuador; kontaktmetamorph an Granit ist nach ersterem (26) auch das Vorkommen von San Diego, Kalifornien.

Nicht näher bekannt scheint das von Ford (2) beschriebene Vorkommen in sphärolithischen Aggregaten feinkörniger kieseliger Gangmassen von Skamania Co., Washington (mit Cyanit) und das von Whitfield und Diller (3) untersuchte, anscheinend sehr reichliche von Clip, Yuma Co. Arizona. Auch das bei Andalusit (p. 314) erwähnte unbekannte Mineral Rombergs ist vielleicht D.

Charakteristisch ist die häufige Begleitung durch Tonerdesilikate (bald Cyanit, bald Sillimanit, auch Andalusit), Lazulith, Turmalin, aber auch radioaktive Minerale wie Zirkon, Xenotim und Monazit.

Literatur.

(1) Schaller, Am. Journ. **19**, 211, 1905, auch Z. X. **41**, 19, 1906.
(2) Ford, Am. Journ. **14**, 426, 1902.
(3) Diller, Am. Journ. **37**, 216, 1889.
(4) Linck, Jenaische Zeitschr. f. Naturw. **33**, 356, 1899.
(5) Larsen, U. S. Geol. Surv. Bull. **679**, 70, 1921.
(6) Lacroix und Michel-Lévy, C. R. **106**, 1546, 1888.

(7) E. Bertrand, Bull. Soc. Min. Fr. **3**, 171. 1880.
(8) E. Bertrand, Bull. Soc. Min. Fr. **4**, 9, 1881.
(9) Gonnard, Bull. Soc. Min. Fr. **4**, 2, 1881, und **15**, 230, 1892.
(10) vom Rath, Sitzungsber. Niederrhein. Ges. Bonn, 1885, 205, Anmerkg.
(11) Riggs, Am. Journ. **34**, 406, 1887.
(12) Ford, Z. X. **37**, 417, 1903.
(13) Rösler, Z. X. **36**, 262, 1902.
(14) Hlawatsch, Verhandl. geol. Reichsanst. 1911, 259.
(15) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **34**, 57, 1911.
(16) Lacroix und Gramont, Bull. Soc. Min. Fr. **44**, 71, 1921.
(17) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **45**, 33, 1923.
(18) Lacroix, Min. de la France **4**, 678, 1910.
(19) G. Friedel, Bull. Soc. Min. Fr. **35**. 211, 1912.
(20) Klemm, Notizbl. Ver. Erdkde. Darmstadt (5) **4**, 3, 1919.
(21) Wittich und Kratzert, Centralbl. 1921, 648.
(22) Rimann, Centralbl. 1914, 615.
(23) Walker, nach N. J. 1922 II, - 128 - und Min. Mag. **20**, 39, 1923 (Abstracts).
(24) Mrazec, nach N. J. 1900 I, - 63 -.
(25) Vernadsky, Bull. Soc. Min. Fr. **13**, 256, 1890.
(26) Lacroix, Minéralogie de Madagascar, I, 401, 1922.
(27) Mackie, Geol. Mag. **61**, 185, 1924.
(28) Hugi und Hirschi, Schweiz. Min. Petr. Mitt. **5**, 252, 1925.

Grandidierit.

Chem.-Zus. Aus der Analyse mit SiO_2 20,90, Al_2O_3 52,80, Fe_2O_3 6,60, FeO 4,86, MgO 9,65, CaO 2,10, Na_2O 2,22, K_2O 0,40, H_2O 1,25, Sa. 100,78 berechnete A. Lacroix (1) 7 SiO_2, 11 $(Al, Fe)_2O_3$, 7 (Mg, Fe, Ca)O, 2 $(Na, K, H)_2O$, also vielleicht $(SiO_4)_7(AlO_2Mg)_7(AlO)_{14}Al \cdot Na_4$.

Indessen haben Lacroix und A. de Gramont (2) im Vorkommen von Andrahomanana auf Madagaskar neuerlich 2,81% B_2O_3 gefunden und berechnen danach die Formel 5 SiO_2 . 8 $(Al, Fe, B)_2O_3$. 4 (Fe, Mg, Ca)O . 2 $(Na, K, H)_2O$.

Morph. Rhombisch, Achsenverhältnis unbekannt. Bis zu 8 cm lange, mit Quarz poikilitisch durchwachsene (kristalline) Individuen und derbe (? körnige) Massen.

Koh. Ungleichwertige Spaltbarkeit nach zwei zueinander senkrechten Flächen, die in der Zone der Längsrichtung der Kristalle liegen und als (100) und (010) gedeutet werden. — H unbekannt. — d = 2,99.

Opt. Glasglanz, etwas perlmutterartig auf der besten Spaltfläche (100). — Farbe bläulichgrün im auffallenden Lichte. — Die Auslöschung liegt parallel den Spaltrissen in Längs- und Querschnitten. Ebene der optischen Achsen ist die Basis (001); die spitze negative Bisektrix steht senkrecht auf der besten Spaltfläche (100). — a = a, b = c, c = b. Durch Totalreflexion bestimmte A. Lacroix (1) für Na:

$\alpha = 1{,}6018$; $\beta = 1{,}6360$; $\gamma = 1{,}6385$; $\Delta = -0{,}0367$
$2\,E\,(Tl) = 52^0$; $2\,E\,(Na) = 49^0\,35'$

Pleochroismus äußerst stark mit

a tiefblaugrün, b farblos, c tiefgrün in 0,5 mm dicken Platten,
blaugrün farblos, blaßbläulichgrün im Dünnschliff.

Der Grandidierit zeigt sehr deutlich Absorptionsbüschel, blau auf farblosem Grunde, selbst im Dünnschliff.

Phys.-Chem. Unschmelzbar v. d. L. — Von Säuren nicht angegriffen.

Vork. Der Grandidierit findet sich nach A. Lacroix (2) in Pegmatiten und Apliten zusammen mit Quarz, Orthoklas und Almandin, die er auch umschließt. Fundort sind die Klippen von Andrahomanana bei Fort Dauphin an der Südspitze von Madagaskar.

Lacroix (1) beobachtete hier auch ein kryptotilähnliches Mineral als Zersetzungsprodukt des Grandidierits. Es ist in seinen physikalischen Eigenschaften durchaus muscovitähnlich (spitze negative Bisektrix senkrecht zum Blättchen mit kleinem Achsenwinkel), indessen fehlt noch die chemische Untersuchung.

Literatur.

(1) Lacroix, Matériaux pour la minéralogie de Madagascar. Nouv. Recherches du Muséum, 4 sér. **1**, 1902. Paris. — Min. de Madagascar I, 393, 1922.
(2) Lacroix und de Gramont, C. R. **168**, 858, 1919 und Bull. Soc. Min. Fr. **44**, 72, 1921.

Staurolith.

Chem. Zus. $H_2O \,.\, 4\,FeO \,.\, 9\,Al_2O_3 \,.\, 8\,SiO_2$, nach Hörner (1) ein kleiner Teil von Si durch Ti, Al durch Fe^{III}, Fe^{II} durch Mg ersetzt.

Morph. Rhombisch, 0,4734 : 1 : 0,6820 nach Messungen von Hörner (1) an einem Kristall von Pizzo Forno, Tessin; (110), (010), (001), (101).

$110 : 1\bar{1}0 = 50^0\,40'$ $\quad$ $101 : \bar{1}01 = 110^0\,28'$
$010 = 64^0\,40'$ $\quad$ $101 : 110 = 42^0\,3'$

Kurz prismatisch mit herrschendem (110) und (001); (010) und (101) treten oft stark zurück oder fehlen auch ganz (Fig. 38). — Durchkreuzungszwillinge nach (032) mit nahezu rechtwinklig gekreuzten Vertikalachsen, da $001 : 032 = 45^0\,41'$, und nach (232) mit angenähert 60^0 betragender Neigung der Vertikalachsen, da $001 : 232 = 60^0\,31'$, selten nach (230) mit $010 : 0\bar{1}0 = 70^0\,45'.5$. — Zwillingsbildung nach (032), ohne daß dies äußerlich sichtbar wäre, ist nicht allzu selten und verrät sich dann durch den Pleochroismus (Taf. X Fig. 6) und die Kreuzung von c und a, seltener durch den Verlauf der Spaltrisse. — Kanten und Ecken oft gerundet, aber selten bis zur Körnerform der Individuen.

Koh. Spaltbarkeit deutlich nach (010), weniger deutlich nach (110) zuweilen ebene Bruchflächen (001); sonst muschliger bis unebener Bruch. „Bruchlos" gebogene Kristalle jedenfalls selten, z. B. erwähnt von Lacroix (2). — H = 7—7,5. — d = 3,753 (St. Gotthardt), 3,778 (Petersdorf), 3,759 (Aschaffenburg) nach Hörner (1).

Opt. Schwacher Glasglanz ins Harzige. Gelbbraun, rötlichbraun bis bräunlichschwarz, im durchfallenden Lichte gelb bis rotbraun. — Hohe Lichtbrechung, schwache positive Doppelbrechung. a = b, b = a, c = c (Fig. 39).

Die Messung der Brechungsindizes durch Hörner ergab nicht unerhebliche Unterschiede für die verschiedenen Vorkommen, auch hinsichtlich der

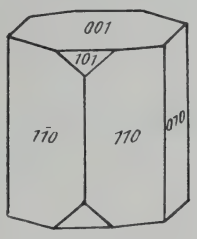


Fig. 38.

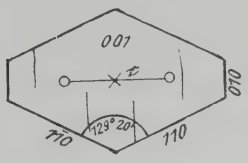


Fig. 39.

Doppelbrechung (trotz nahezu gleicher chemischer Zusammensetzung); für Na-Licht ist:

	α	β	γ	Δ	$2V_c$
St. Gotthardt . . .	1,7393	1,7450	1,7511	+0,0118	88° 21′
Petersdorf (Mähren)	1,7438	1,7495	1,7559	0,0121	86° 59′
Aschaffenburg . . .	1,7470	1,7534	1,7624	0,0154	80° 39′

Beträchtliche Dispersion der optischen Achsen $\varrho > \nu$ um c. Für die Dispersion der Doppelbrechung ergibt sich $N(\gamma - \alpha) = +9{,}2$, $N(\beta - \alpha) = +14{,}8$, $N(\gamma - \beta) = +6{,}8$; die Interferenzfarben sind daher merklich übernormal [Ehringhaus (8)].

Starker Pleochroismus; in dickeren Platten c hyazinthrot ins Blutrote, a und b gelblichrot, oft mit Stich ins Grünliche; im Dünnschliff:

c = rötlichgelb, a = b = weißlichgelb,

um Einschlüsse herum oft kräftiger als sonst; um Pigmentstäubchen nach Angel (6) pleochroitischen Höfen ähnlich (aber kaum radioaktiven Ursprungs). Etwas abweichende Farben fand Hörner für die Kristalle von Aschaffenburg:

c = gelbbraun ins Rötliche, a = b = gelblich bis hellbraungelb.

Phys.-Chem. V. d. L. nicht schmelzbar, Schmelzpunkt unbekannt. — Wird von Säuren, auch Flußsäure, in der Kälte nicht angegriffen. — Um-

bildungen sind selten. Angel (6) beobachtete Pseudomorphosierung durch Muscovit, ähnliches Lacroix (2) und Termier (7). Künstliche Darstellung bisher nicht gelungen.

Vork. Der St. ist als Ausscheidung aus Magmen nicht bekannt. Auch in kontaktmetamorphen Gesteinen scheint er nicht häufig zu sein. Sehr häufig dagegen im kristallinen Schiefergebirge. Seine gewöhnlichen Begleiter sind hier Disthen, mit dem er in der bekannten Weise verwächst, Turmalin, Granat, Andalusit, Glimmer, Rutil und Quarz. Alle diese Minerale werden oft von ihm umschlossen und namentlich von Quarz ist er öfter ähnlich erfüllt wie der Kalkspat der sogen. kristallisierten Sandsteine von Fontainebleau. Im allgemeinen sind kleine Kristalle freier davon als große. Auch kohlige Substanzen sind als Einschluß häufig und in ihm manchmal ähnlich geordnet wie im Chiastolith. Nach Penfield und Pratt (3) liegen sie auf den Grenzflächen der den Formen (001) und (110) zugehörigen Anwachspyramiden; es erscheint daher in Schnitten nach (001) durch die Mitte des Kristalls ein schwarzes Kreuz, dessen Arme den Diagonalen des

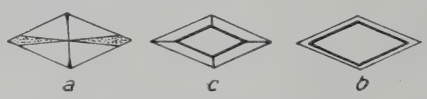


Fig. 40 a—c.

Schnittes parallel gehen (Fig. 40 a—c) [dabei ist der der Fläche (100) entsprechende Arm des Kreuzes kräftiger als der (010) entsprechende]; im Schnitt nahe der äußeren Fläche (001) erscheint eine schwarze Zone nahe dem Umriß, in zwischenliegenden Schnitten erscheint die Kohle angehäuft auf den Grenzen eines einschlußfreien rhombischen Mittelfeldes und der vier trapezförmigen Seitenfelder und auf den Grenzen der letzteren untereinander.

Eine roh zonare Anordnung kohliger Einschlüsse ist öfter zu beobachten, während die Quarzeinschlüsse vollkommen regellos oder aber nach der Parallelstruktur des umgebenden Gesteins angeordnet sind und so bezeugen, daß die Staurolithe erst nach Herausbildung dieser Parallelstruktur entstanden. Anordnung und Natur der Einschlüsse geben in solchen Fällen Hinweise auf Struktur und Zusammensetzung des Muttergesteins zur Zeit der Staurolithbildung.

Regionalmetamorphen Schiefern gehören auch die Staurolithe an, die in den Auswürflingen des Laacher Sees, der Eifel-Vulkane und mancher anderer Basalte vorkommen und nach Hopmann (4) zuweilen um sich einen spinell- und korundreichen Reaktionsrand gebildet haben.

In den gewöhnlichen sekundären Lagerstätten, den Sedimenten, fand Thürach (5) den St. dank seiner großen Widerstandsfähigkeit beim Transport und gegen Verwitterung derart verbreitet, daß er daraus zuweilen auf den Ursprungsort des Sediments schließen konnte.

Literatur.

(1) Hörner, Dissert. Heidelberg 1915.
(2) Lacroix, Minéralogie de la France **1**, 2, 1893.
(3) Penfield und Pratt, Am. Journ. **47**, 81, 1894.
(4) Hopmann, Verhandl. Naturhist. Ver. Rheinld. u. Westf. **67**, 193, 1910.
(5) Thürach, Verhandl. phys.-med. Ges. Würzburg N. F. **18**, 1884.
(6) Angel, T. M. P. M. **35**, 113, 1922.
(7) Termier, Bull. Soc. Min. Fr. **13**, 393, 1889.
(8) Ehringhaus, N. J. B. B. **43**, 608, 1919.

Kornerupin und Prismatin.

Chem. Zus.

Für Kornerupin von Fiskernäs $H_2Mg_7Al_{12}Si_7O_{40}$,
für Prismatin $H_3NaMg_6Al_{12}Si_7O_{40}$,
für Kornerupin von Madagaskar 8 (Mg, Ca, K_2, Na_2)O . 6 (Al, Fe, B)$_2O_3$. 7 SiO_2.

In dem letzteren Vorkommen fanden Lacroix und de Gramont (1) 3,59% B_2O_3 und nach ihren Ermittelungen enthalten auch der Kornerupin von Fiskernäs und der Prismatin von Waldheim i. S. Bor, aber weniger als der von Madagaskar.

Morph. Rhombisch, holoedrisch. Am Prismatin fand J. Uhlig (2): 0,8622 : 1 : 0,4345 und die Formen (110), (100), (010), (101), (310) u. a.

$110 : 1\bar{1}0 = 81^0\,32'$ $\quad 201 : 100 = 44^0\,46\frac{1}{2}'$
$101 : \bar{1}01 = 53^0\,29\frac{1}{2}'$ $\quad 310 : 010 = 73^0\,58'$

Am Kornerupin sind Kristalle mit Endflächen nicht bekannt. Prismatisch nach c, bei Kornerupin schlanke Stengel von sillimanitähnlichem Aussehen und geringer Dicke; parallel- und radialstrahlige Aggregate, bei Prismatin bis fingerdicke lange Säulen einzeln oder in strahligen Gruppen im Gestein liegend.

Koh. Spaltbarkeit nach (110) ziemlich vollkommen, Absonderung quer zur Längsrichtung. Bruch uneben. H = nahe 7. d = 3,273 bei Kornerupin, 3,345 bei Prismatin.

Opt. Glasglanz, auf Bruchflächen ins Harzige. Im auffallenden Licht weiß, grau, gelblich bis bräunlich, selten grünlich; im durchfallenden farblos (Kornerupin), gelblichweiß (Prismatin). Mäßige Brechung und negative Doppelbrechung.

$$\mathfrak{a} = \mathfrak{b},\ \mathfrak{b} = \mathfrak{c},\ \mathfrak{c} = \mathfrak{a}.$$

Am Kornerupin und Prismatin fanden für Na-Licht:

	α	β	γ	Δ	2 V	
Ussing (3) . .	1,6691	1,6805	1,6818	—0,0127	37° 34′	
Uhlig (2). . .	1,6709	1,6828	1,6839	—0,0130	28° 48′	(Mittel aus 2 Messgn.)
Lacroix (4) .	1,6613	1,6733	1,6742	0,0129	33° (2 E!)	

Dispersion sehr schwach, $\varrho < \nu$.

Lorenzen (5) beobachtete am Kornerupin 2 E = 32½°, aber auch erheblich kleinere Werte (bis 14°).

Pleochroismus schwach bei Prismatin, in nicht zu dünnen Schliffen
nach Ussing a = hellweingelb, b = bräunlichgelb, c = grünlich bis farblos
„ Uhlig hellrötlichgelb, gelbbraun, hellgelb ins Grünl.

Bei Kornerupin von Fiskernäs kein Pleochroismus, bei jenem von Madagaskar in dickeren Platten

c = grün, $\perp$ c rotbraun; im Dünnschliff farblos.

Phys.-Chem. Nach Uhlig v. d. L. nur an den Kanten schmelzend; Schmelzpunkt unbekannt. Das Wasser entweicht erst bei hoher Temperatur vollständig. — Nur in feingepulvertem Zustande durch Flußsäure, leichter durch Flußsäure + Schwefelsäure zersetzbar.

Vork. Der Kornerupin wurde zuerst von J. Lorenzen (5) im Sapphiringestein von Fiskernäs in Grönland neben grüner Hornblende, hellbräunlichem Gedrit, etwas Cordierit, Anorthit und Glimmer beobachtet und analysiert. Belowsky (6) fand ein Mineral mit den Eigenschaften des K., aber anscheinend niedrigerer Brechung im grauen Gneis von Siusasigsak in NW-Grönland. Lacroix (4) fand große, meergrüne, klare Kristalle in Pegmatit des südlichen Madagaskar.

Der Prismatin wurde von Sauer (7) in einer wesentlich aus Albit bestehenden Einlagerung des Granulits vom Bahnhof Waldheim in Sachsen in Gesellschaft von Granat und braunem Turmalin aufgefunden. Er wandelt sich leicht in eine grünliche, mikroskopisch feinfaserige Substanz um, die Sauer Kryptotil nannte und die nach der erneuten Berechnung der Analyse von Uhlig nahezu die Zusammensetzung $HAlSiO_4$ hat und in ihren physikalischen Eigenschaften auch glimmerartig ist (Taf. XI, Fig. 6).

Literatur.

(1) Lacroix und de Gramont, C. R. **168**, 858, 1919.
(2) Uhlig, Z. X. **47**, 219, 1910.
(3) Ussing, Z. X. **15**, 605, 1889.
(4) Lacroix, C. R. **155**, 672, 1912.
(5) Lorenzen, Meddelelser om Grönland **7**, 19, 1884.
(6) Belowsky, Z. D. G. G. **58**, 23, 1905.
(7) Sauer, Z. D. G. G. **38**, 704, 1886.

Gruppe der rhombischen Pyroxene.

Chem. Zus. $(Mg, Fe)_2Si_2O_6$; zuweilen mit merklichem Gehalt an Mn und Ti, öfter mit erheblichem Gehalt an Ca, auch Al und Fe^{III}. Eine Darstellung der Verhältnisse von Mg : Fe : Ca in Dreiecksprojektion gab S o s m a n (1).

Morph. Rhombisch, holoedrisch nach den von D a l y (2) mittels HF erhaltenen Ätzfiguren.

1,0295 : 1 : 0,5868 (v o m R a t h) für Hypersthen (Amblystegit) vom Laacher See mit 25% FeO [1]).

(100), (010), (110), (102), (203), (104), (021), (111), (122), (121) u. a. Formen (Fig. 41 u. 42).

Kniefömige und sternförmige Zwillingsverwachsungen nach (011) (pseudohexagonal), (023), (043) nach B e c k e (3) und O s a n n (4) bei Ein-

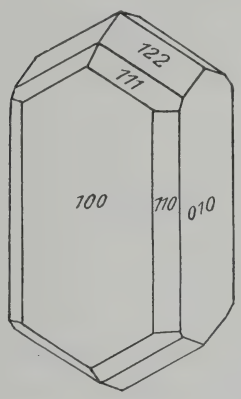


Fig. 41.

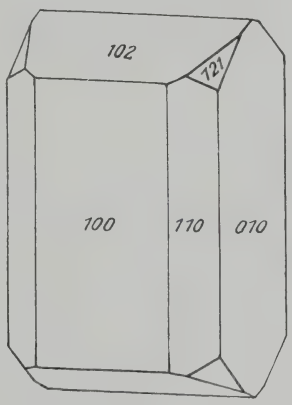


Fig. 42.

sprenglingen andesitischer Ergußgesteine. — Gerundete und eckige Körner und derbe Massen, seltener Kristalle in den Tiefengesteinen.

$110 : 1\bar{1}0 = 91^0\,40'$	$011 : 010 = 59^0\,36'$
$102 : \bar{1}02 = 31^0\,48'$	$023 : 010 = 68^0\,38'$
$104 : 100 = 81^0\,54'$	$043 : 010 = 51^0\,58'$
$021 : 0\bar{2}1 = 80^0\,52'$	

Die Bronzite und Hypersthene der Ergußgesteine bilden gedrungene Prismen mit herrschenden (100) und (010), deren Kanten durch schmale Flächen von (110) abgestumpft werden, terminal pflegen die Flächen von

[1]) Für Enstatit von Ödegarden mit 1,4% FeO fand K. J o h a n n s e n (7) a : b = 1,0434 entsprechend $(110) : (1\bar{1}0) = 92^0\,6'$. — Es ist wegen der Beziehung zu den monoklinen Pyroxenen im Anschluß an T s c h e r m a k die Diagonale des s p i t z e n (inneren) Prismenwinkels als Achse X genommen.

(122) und (121) zu herrschen, deren Polkanten sich in Schnitten parallel (100) mit einem inneren Winkel von 119° 12′, beziehungsweise 99° 8′ schneiden. Auf Schnitten nach (010) schneiden sich die Polkanten derselben Formen unter einem stumpfen inneren Winkel von 148° 13′, beziehungsweise 120° 38′. Bei den knieförmigen Zwillingen nach (011), nach (023) und nach (043) schneiden sich die vertikalen Achsen unter 60° 48′ bezw. 42° 44′, bezw. 76° 4′.

Koh. Spaltbarkeit nach (110) stets deutlich, sowohl in den derben Bronziten und Hypersthenen der Tiefengesteine, wie in den idiomorphen Säulchen der Ergußgesteine. — Spaltung nach (100) sehr deutlich in den derben, weniger deutlich in den idiomorphen Ausbildungsformen. Die Spaltung nach (010) in den Tiefengesteinen von wechselnder Deutlichkeit, aber meistens nur durch kurze, rasch absetzende, rauhe und anastomosierende Risse angedeutet (Bd. I. 1, Taf. V, Fig. 3); in den Ergußgesteinen gar nicht oder nur selten zu beobachten. — Eine unregelmäßige Absonderung quer zur Prismenzone oft vorhanden. In den derbkörnigen Massen der Tiefengesteine

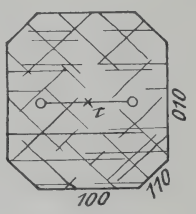


Fig. 43.

und kristallinischen Schiefer beobachtet man vielfach, namentlich auf (100), eine Krümmung und Knickung um b, die Veranlassung zur Aufstellung von Zwillingsgesetzen nach flach liegenden Flächen (h 0 l) gegeben hat. Sie ist aber nur eine Folge der Translationsfähigkeit nach T = (100) längs t = [001], die wahrscheinlich auch die Einlagerung der unten besprochenen Einschlüsse und die Absonderung nach (100) möglich macht [M ü g g e (5)].

Bruch uneben. — H = 5—6. — d = 3,1 (Enstatit) bis 3,5 (Hypersthen) wachsend mit dem Eisengehalt.

Opt. Glasglanz; auf den Spaltflächen, zumal nach (100), oft ins Metallische oder auch ins Perlmutterartige. Farbe grünlichweiß bis gelblich bei Enstatit, gelblich, bräunlich oder grünlich bei Bronzit, dunkelbräunlichgrün, bräunlichschwarz, dunkelgrünlichschwarz bei Hypersthen; im durchfallenden Lichte farblos bis grünlich- oder gelblichweiß bei Enstatit, gelblichweiß oder grünlichweiß bei Bronzit, hellrötlich oder grünlich bei Hypersthen.

Brechungsindex hoch und steigend mit dem Gehalt an Fe, Doppelbrechung schwach mit positivem Charakter bei Enstatit und Bronzit, mit negativem bei Hypersthen, steigend mit dem Gehalt an Fe. — a = b,

b = a, c = c. Fig. 43 zeigt die Spaltung und optische Orientierung von Enstatit und Hypersthen.

Enstatit, Zdjar Berg. Mähren (2,76 FeO)	$\alpha = 1{,}656$	$\beta = 1{,}659$	$\gamma = 1{,}665$	Mallard (6)
„ Almeklovdal (5,20 FeO)	$\alpha_{na} = 1{,}6607$	$\beta_{na} = 1{,}6658$	$\gamma_{na} = 1{,}6715$	K. Johannsen (7)
„ Südafrika (3,5% FeO)	α = —	$\beta = 1{,}669$	$\gamma = 1{,}675$	Bowman (9)
Enstatit, Espidalen 6,43 FeO (+ 0,42 Fe_2O_3)	$\alpha = 1{,}666$	$\beta = 1{,}670$ (ber.)	$\gamma = 1{,}675$	Washington u. Merwin (57)
Hypersthen, Labrador (10% FeO)	$\alpha = 1{,}692$	$\beta = 1{,}702$	$\gamma = 1{,}705$	Michel-Lévy und Lacroix (8)
„ Paulsinsel	$\alpha = 1{,}7158$	—	$\gamma = 1{,}7270$	J. E. Wolff.
Hypersthen, Nain, Labrador 14,12 FeO + MnO (+ 4,52 Fe_2O_3)	$\alpha = 1{,}690$	—	$\gamma = 1{,}700$	Washington u. Merwin (57).

Am Bronzit von Kupferberg fand A. Des Cloizeaux $\beta_\varrho = 1{,}668$, an Hypersthen von Farsund $\beta_\varrho = 1{,}695$.

$$\Delta = 0{,}013—0{,}009.$$

Der Winkel der optischen Achsen ändert sich, worauf zuerst Tschermak (10) aufmerksam machte, bedeutend mit dem Gehalt an FeO; bei Enstatiten und Bronziten ist c die spitze Bisektrix, bei Hypersthenen b. Die Dispersion ist schwach $\varrho < \nu$ für die ersten, stärker $\varrho > \nu$ für die letzten, indessen kommen hinsichtlich der Dispersion der optischen Achse nach Luczinsky (11) unregelmäßige Abweichungen ihres Betrages mit der Wellenlänge vor, die er dem Einfluß von Beimengungen von Al_2O_3, Fe_2O_3 und CaO zuschreiben möchte.

Negativer Achsenwinkel in Öl für ϱ oder Na	FeO + MnO	Fundort
135° 24′$_\varrho$	5,5	Geschiebe aus südafrikanischen Diamantwäschen Bowman (9)
133° 8′$_\varrho$	2,76	Zdjar Berg. Mähren. A. Des Cloizeaux (13).
123° 58′$_{na}$	5,20	Almeklovdalen. Johannsen (7).
123° 38′$_\varrho$	5,77	Leiperville, Pennsylv. A. Des Cloizeaux (13).
114° 15′$_\varrho$	11,14	Ujordlarsuak, Grönland. „
112° 30′$_{na}$	8,42	Balsfjord. H. Rosenbusch.
106° 51′$_{na}$	9,86	Kraubat. G. Tschermak.
105° ca.	6,43[1])	Espidalen. Washington u. Merwin (57).
102° 0′	10,62	Lauterbach. A. Des Cloizeaux (12).
98° na	13,58	Meteorst. Breitenbach. V. von Lang (15).
98° 22′$_\varrho$	15,14	Farsund. A. Des Cloizeaux (13).
85° 48′$_{na}$	18,60	Bodenmais. Fr. Becke (16).

[1]) außerdem 0,42 Fe_2O_3.

$85^0\,39'_\varrho$	22,59	Paulsinsel. A. Des Cloizeaux (13).
$84^0\,18'_{na}$	19,70	Aranyer Berg. Krenner (17).
$79^0\,48'_{na}$	27,70	Krakatau „ (18).
$59^0\,28'_{na}$	33,60	Mont Dore „ (17).

Als Fe-reichstes Glied würde sich hier anschließen der von Backlund (19) aus Gneis vom Anabara (Jakutsk) isolierte Hypersthen mit 52,20 (Fe, Mn)SiO_3 und 13,88 $MgSiO_3$, der aber auch 32,84 $MgAl_2SiO_6$ und 1,08 $MgFe_2SiO_6$ enthält und auch durch seinen ungewöhnlich kontrastreichen Pleochroismus außerhalb der obigen Reihe steht; bei ihm ist Achsenebene (100), spitze Bisektrix a = b, $2V_a = 50^0$, $\varrho > \nu$; $\Delta = 0{,}018$, $\beta - \alpha = 0{,}15$; γ himmelblau > α hyazinthrot > β strohgelb.

Sonst nimmt der Pleochroismus mit dem Gehalt an FeO an Intensität zu. An dickeren Platten ist bei Hypersthen a rötlichgelb bis bräunlichgelb, b braun bis rotbraun, c grün. In Dünnschliffen ist bei Hypersthen noch immer a rötlichgelb, b rötlichbraun, c graugrün. Bei Bronzit ist der grünliche Ton der parallel c schwingenden Strahlen noch immer von dem gelblichen bis graugelblichen, der nach a und b schwingenden Strahlen, aber nicht mehr letztere untereinander deutlich zu unterscheiden. Die Achsenebene liegt stets in der Ebene des grünen und bräunlichroten Strahles, so daß stets die schwächer pleochroitischen Längsschnitte den Austritt der negativen Bisektrix im konvergenten Lichte ergeben, die basalen Querschnitte den Austritt der positiven.

Phys.-Chem. Enstatit schmilzt nicht kongruent; er wandelt sich oberhalb 1000—1100° (bei Anwendung von Flußmitteln bei rd. 800°) zunächst um in Klinoenstatit, der bei weiterer Erhitzung bei 1557° in Forsterit + Cristobalit zerfällt [O. Andersen und Bowen (20)]. Für Hypersthen fehlen noch genauere Angaben; er soll v. d. L. zu grünschwarzem magnetischem Glase schmelzen[1]); Schmelzpunkt des künstlichen $FeSiO_3$ nach Stein (56) bei 1500°[2]).

Von Säuren wird Enstatit nicht angegriffen, Hypersthen nur in der Hitze teilweise zersetzt. Selbst gegen kalte Flußsäure ist die Widerstandsfähigkeit groß genug, um eine Isolierung der rhombischen Pyroxene aus den Ergußgesteinen zu gestatten bei nicht zu langsamer Arbeit.

In den Andesiten des Erdschias-Dagh (Kleinasien) beobachtete Seemann (21) an den Hypersthenen randlich eine Veränderung in Hämatit, gleichzeitig hat der Winkel der optischen Achsen in den benachbarten Teilen sich auf 0° verkleinert und er hat sich in (001) wieder bis zu mehr als 100° geöffnet; Teile des Krystalls zwischen diesen und der Mitte sind optisch einachsig geworden. Die Dispersion der optischen Achsen ist in den Teilen mit

[1]) Über die Mischbarkeit mit Diopsid vergl. diesen.

[2]) Indessen konnte Kallenberg (Zeitschr. f. anorg. Chemie 88, 363, 1914) aus Schmelzfluß kein reines $FeSiO_3$ erhalten.

verkleinertem Achsenwinkel sehr verstärkt und ist von $\varrho > v$ (um a) in $\varrho < v$ übergegangen und in Schnitten, in denen $(\gamma - \beta)$ beobachtet wird, herrschen übernormale Interferenzfarben. Diese Art Umwandlung ist in der Richtung der Achse c von (001) aus weiter fortgeschritten als in andern Richtungen. Ähnliches beobachtete Seemann auch am Hypersthen des Andesits von Mocsar bei Schemnitz (Taf. XIX, Fig. 1); hier konnte Verf. in den (001) benachbarten veränderten Randteilen in Schnitten nach (010) eine feine Streifung oder Schichtung ‖ (001) wahrnehmen[1]). Schon viel früher hatte R. Herz (22) solche roten Ränder am Hypersthen ecuadorianischer Andesite als „Verwitterungserscheinungen" erwähnt. Auch eine von Bergeat (23) beobachtete Verstärkung des Pleochroismus namentlich in den äußeren Teilen des Hypersthens im Cordierit-Andesit von Lipari, die mit dem Auftreten anomaler Interferenzfarben und höherer Lichtbrechung verbunden ist, scheint hierher zu gehören. Bergeat möchte die Erscheinung mit pneumatolytischer „Vererzung" in Zusammenhang bringen. Derartig veränderten Hypersthen beschreibt Lacroix (24) aus dem Andesit der Montagne Pelée unter dem (etwas irreführenden) Namen β-Hypersthen. Es handelt sich vermutlich um ähnliche Prozesse wie bei der Entstehung von Pseudobrookit aus Titaneisen; sie bedürfen noch weiterer Untersuchung.

Umwandlungen. Unter der Einwirkung von Agentien, die sehr wahrscheinlich nicht nur atmosphärische, sondern vielleicht den eben besprochenen ähnlich sind, wandeln sich die rhombischen Pyroxene der Tiefen- und der Ergußgesteine in blättrigen (Bastit, Schillerspat) oder auch in faserigen Serpentin um (Taf. XI, Fig. 4). In den Ergußgesteinen schreitet dieser Umwandlungsvorgang gern weiter vor bis zur vollständigen Zerstörung der Silikate, wobei der von ihnen eingenommene Raum dann von wechselnden Mengen von Karbonaten, Eisenhydroxyden oder Eisenoxyd und wohl auch von Quarz oder Opal erfüllt ist. Stets beginnt der Umwandlungsvorgang von den Spaltflächen und der Querabsonderung aus. — Von W. C. Brögger und Gerh. vom Rath (42) wurde zuerst die Umwandlung in Talk an den großen Enstatiten von Kjörrestad im Kirchspiel Bamle, Telemarken, beschrieben. Nach K. Johannsen (7) bildet sich hier zuerst auf den Spalten ein talkähnliches Mineral in Schüppchen, das nur 57—58% SiO_2 enthält und neben dem sich der Eisengehalt als Magnetit ausscheidet. Darauf entsteht ein Bastit, dessen Stengel parallel der Vertikalachse des Enstatits und dessen Hauptspaltfläche mit der des Enstatits parallel ist, und aus diesem erst entwickelt sich der Talk der vollendeten Pseudomorphose.

[1]) Auch im Hypersthen eingeschlossene Augitkörner waren, soweit sie in der veränderten Randzone lagen, mehr bräunlichgelb als sonst, auch Hornblende und Biotit des Gesteins sind auffallend rotbraun.

Bei der Umwandlung der rhombischen Pyroxene (Enstatit und Bronzit) zu Bastit oder Schillerspat vertauschen sich alsbald die mit den horizontalen Achsen a und b zusammenfallenden Richtungen von $\mathfrak{a}$ und $\mathfrak{b}$, so daß $\mathfrak{a} = a$, $\mathfrak{b} = \mathfrak{b}$ und $c = \mathfrak{c}$ wird. Dann ist die Ebene der optischen Achsen senkrecht zur Hauptspaltfläche und die Längsachse ist spitze negative Bisektrix eines meistens großen Achsenwinkels, der seiner Größe nach selbst in einem und demselben Spaltblättchen nicht unbeträchtlich schwanken kann. Ein solches Produkt der beginnenden Umwandlung ist der Diaklasit Hausmanns von der Baste bei Harzburg, der kaum sicher vom Bastit zu trennen ist. Die Spaltflächen des Minerals, das ganz den Bau des Mutterminerals bewahrt hat, nehmen metallischen Glanz bei fast messinggelber Farbe an, die Härte und das spezifische Gewicht sinken.

Bastit oder Schillerspat heißt die vollendete Pseudomorphose von Serpentin nach rhombischen Pyroxenen, in derben blättrigen Kristalloiden in den Tiefengesteinen und kristallinen Schiefern, in idiomorpher Ausbildung, aber ebenfalls mit scheinbar faseriger Struktur, in den Ergußgesteinen. Anscheinend nie durchsetzen die Fasern des Bastits in ununterbrochener Fortsetzung das Muttermineral, sondern gehen immer nur von einer Querabsonderungsfläche zur nächsten. Die Mikrostruktur und die Einschlüsse des Mutterminerals bleiben mit Ausnahme der Glaseier, welche vollkommen verschwinden, bei der Umwandlung erhalten; auf den Quersprüngen des Bastits, also auf den Absonderungsflächen der Mutterminerallien, pflegen sich Eisenerze anzusammeln, oder sie sind auch wohl von verworren faserigem Serpentin ausgefüllt. — Die Spaltung der Mutterminerallien nach (100) mit metallischem Schiller bleibt erhalten und auf den Spaltflächen erscheinen die ursprünglichen Einschlüsse von poikilitisch eingewachsenem Olivin in Form matter schwarzgrünlicher Flecken von Serpentin. Die Spaltung nach (110) wird undeutlich. — $H = 3{,}5—4$. — $d = 2{,}6—2{,}8$. — Brechungsindex niedrig, etwa 1,5—1,6, ebenso die negative Doppelbrechung. — $a = \mathfrak{a}$, $b = \mathfrak{b}$, $c = \mathfrak{c}$. Auf der vollkommenen Spaltfläche tritt die negative Bisektrix eines spitzen Achsenwinkels von wechselnder Größe aus. $2E_{na}$ schwankt von 20^0 bis nahezu 90^0. Dispersion $\varrho > v$. — Pleochroismus auch in dickeren Blättchen schwach, im Dünnschliff nicht wahrnehmbar. Mit dem Bronzeschiller auf der Hauptspaltfläche beschäftigte sich E. Reusch (43), mit seiner mikroskopischen Beschreibung Ch. E. Weiß (44) und R. von Drasche (45). — Durch Glühen wird der Bastit trübe und schmutzig grauschwarz bis bräunlich. Mit Säuren gelatiniert er mehr oder weniger leicht.

Eine Umwandlung des Hypersthens in Iddingsit beschreibt Fr. C. Calkins (46) aus Andesiten des John Day Basin im mittleren Oregon, ebenso Kispatic (47) aus Andesiten Kroatiens (wobei der Iddingsit einem eisenreichen Bastit ähnlich zu sein scheint. Vergl. unten p. 360—361).

Bei regionalmetamorphen Vorgängen wandeln sich die rhombischen Pyroxene auch in Hornblende um, ganz ähnlich wie die monoklinen. Für den Hypersthen stellte dies zuerst G. H. Williams (48) an Gabbrogesteinen der Gegend von Baltimore fest.

Künstl. Darstellung. Enstatit entsteht nach Allen, Wright und Clement (14) aus $MgSiO_3$-Glas durch Erhitzen auf 1000—1100°. Andersen und Bowen (20) trafen $MgSiO_3$ neben Mg_2SiO_4 im schmelzflüssigen System MgO—SiO_2, und zwar in 4 Formen, von denen der Enstatit, obwohl in der Natur die verbreitetste, bei hoher Temperatur nicht die beständigste ist. Geht bei ca. 1260° in Klinoenstatit über.

Aus alkaliarmen gemischten Silikatschmelzen mit 10 MgO : $^1/_8$ FeO : $^1/_8$ CaO erhielten ihn J. H. L. Vogt und Morozewicz (49), ebenso Fouqué und Michel-Lévy (50) in künstlichen Meteoriten und Lherzolithen.

Vork. Eine Zusammenstellung über den Gehalt von $MgSiO_3$ und $FeSiO_3$ in verschiedenen Gesteinen (die aber etwaigen Gehalt an anderen obengenannten Molekülen außer Betracht läßt) gab Amalie Weich (25). Danach scheint es, daß gerade die sauersten Gesteine die eisenreichsten Mischungen führen (bis 58% $FeSiO_3$), während der Gehalt an Fe in den basischen (Mg-reichen!) Gesteinen bis auf Null sinken kann.

In den Tiefengesteinen (Gabbro, Norit, Peridotit, Pyroxenit, auch in gewissen Graniten, Charnockiten, sowie in den daraus hervorgegangenen Serpentinen und den olivinfelsartigen älteren Ausscheidungen basaltischer Gesteine) treten nur selten idiomorphe Enstatite, Bronzite und Hypersthene auf, wohl aber spätige Massen bis zu Quadratfußgröße. Die eisenarmen Glieder der Familie finden sich ebenso in den olivinreichen Gliedern der kristallinen Schieferformation und den daraus hervorgegangenen Serpentinen, oder vergesellen sich mit Mg-reichen Carbonaten und Chromit zu eigentümlichen Lagermassen, wie in dem von Rosenbusch (26) mikroskopisch untersuchten Sagvandit. Unter den norwegischen Eklogiten hat Eskola (27) eine besondere Gruppe als Enstatit-Granatgesteine ausgeschieden. — In den kristallinen Schiefern und älteren Tiefengesteinen erscheint der Hypersthen gelegentlich auch in stengligen Massen im Reaktionsrand um Granat und andere Gemengteile, wie dies z. B. M. Koch (28) von Granateinschlüssen im Kersantit von Michaelstein im Harz beschreibt. Nach Tilley (54) und Bowen (55) scheint sich rhombischer Pyroxen in Gabbros namentlich dort zu entwickeln (neben Anorthit), wo sie tonerdereiche Gesteine (Tonschiefer) resorbiert haben, wie z. B. in Aberdeenshire.

In hohem Grade charakteristisch, wenn auch keineswegs konstant, ist für diese derben rhombischen Pyroxene eine faserige

Struktur (Taf. XI, Fig. 2), wie wenn sehr dünne Säulchen parallel der Vertikalachse aggregiert seien und langgestreckte zylindrische Kanäle zwischen sich lassen, die vielfach mit sekundären Eisenerzen oder auch mit Karbonaten gefüllt sind. Einschlüsse von Magnetit, Chromit und Picotit sind häufig, solche von Flüssigkeiten selten. Die Fe-reichen Glieder der Reihe enthalten fast konstant, wenn auch in wechselnden Mengen, tafelförmige mikrolithische Einschlüsse von halbmetallischem Habitus und einer mit der Dicke vom Opaken durch rotbraun, hellbraun, gelblich bis zum graugelblichweißen wechselnden Farbe. Durchsichtigkeit und Farbe wechseln mit der Dicke oft an einem und demselben Blättchen. Die selten ganz geradlinig begrenzten Blättchen haben angenähert rhombische, auch fast rechtwinklige bis ganz unregelmäßige Formen, die durch Abnahme der einen Dimension in kurze Säulchen übergehen. Sie liegen auf der Hauptspaltfläche (100) in drei verschiedenen Richtungen geordnet: Die meisten mit ihrer Längsrichtung senkrecht zur Prismenachse, andere in geringerer Menge parallel zu dieser und ein drittes System gegen die Prismenachse um etwa 30^0 geneigt (Bd. I, 1, Taf. XII, Fig. 4). Auffallenderweise ist das letzte System immer nur einseitig, nicht, wie man erwarten würde, in symmetrischer Wiederkehr auf der anderen Seite von c vorhanden. Im reflektierten Lichte zeigen die beschriebenen Blättchen, deren Anwesenheit der Bronzit (wie auch Diallag) den metallischen Reflex auf der Hauptspaltfläche verdankt, lebhafte Newtonsche Farben wegen ihrer geringen Dicke.

Mit der Deutung dieser Einschlüsse als Blättchen von Titaneisen stimmt ihre optische Isotropie in Schnitten ∥ (100) (d. i. ∥ ihrer Tafelfläche), indessen konnte an den äußerst dünnen Querschnitten bisher Doppelbrechung nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Nach kräftigem Erhitzen verschwinden übrigens diese Blättchen und statt ihrer erscheinen sehr feine, stark doppelbrechende Nädelchen, die nach ihrer Längsrichtung (c) auslöschen und mit dieser Richtung ∥ b des Hypersthens oder nach 2 dazu unter ca. 60^0 geneigten Richtungen liegen. (Taf. XX, Fig. 5.) Man könnte sich denken, daß hier Rutil vorliegt, aus Titaneisen dadurch entstanden, daß das Fe vom Hypersthen allein oder schneller aufgenommen wurde als das Ti. Indessen sind weitere Untersuchungen nötig. Mit großer Wahrscheinlichkeit aber kann man schon jetzt die Blättchen als Entmischungsprodukte betrachten, entstanden wohl unter Mitwirkung von Lösungen, die auf den durch die Translation längs (100) und Biegung um f = [010] entstandenen Hohlräumen zirkulierten [O. Mügge (29)]. Sie fehlen daher nicht allein den (eisenarmen) Enstatiten, sondern (ebenso wie die vollkommene Absonderung nach (100) und der metallische Reflex) auch allen jenen Hypersthenen der Effusivgesteine und jenen pneumatolytischer Entstehung, die keine mechanische Beanspruchung erfahren haben.

Sehr verbreitet ist die gesetzmäßige lamellare Durchwachsung der rhombischen Pyroxene mit monoklinen (Taf. XI, Fig. 3), welche oft erst im polarisierten Lichte wahrnehmbar wird. Die rhombischen und monoklinen Lamellen sind dabei kristallographisch parallel zueinander geordnet, so daß die Prismenflächen beider zusammenfallen. Die Verwachsungsebene ist bald (010), bald (110), wovon man sich bei einer Senkung des Objektivs beim Studium von Schnitten nach (100) überzeugen kann, indem die Lamellengrenzen bald senkrecht, bald schräg gegen die Schlifffläche einfallen.

In Schnitten nach (100) löschen beide Mineralien gerade aus, unterscheiden sich aber durch ihre verschiedene Doppelbrechung, in Schnitten nach (010) löschen die Lamellen des monoklinen Pyroxens schief aus, und zwar öfter symmetrisch nach den beiden Seiten zu (100), so daß sie also zueinander in Zwillingsstellung nach (100) sich befinden, wie K. Johannsen (7) hervorhob. Die Dicke der Lamellen kann eine höchst geringe werden; durch Zerdrücken eines Präparats gelingt es gewöhnlich leicht, die beiderlei Lamellen zu trennen. — Auch randliche Verwachsung der monoklinen und rhombischen Pyroxene ist in den Tiefengesteinen nicht selten. Mikroperthitartige beschreibt Lacroix (30) aus Diabasen und Gabbros von Guinea.

Nach J. H. L. Vogt (58) sind diese Einlagerungen Entmischungsprodukte. Nach seiner Erfahrung übersteigt der Gehalt an CaO in den Bronziten der Websterite und ähnlicher Gesteine nicht 4 %. Bei hoher Temperatur aufgenommene größere Mengen werden mit sinkender Temperatur in Form von Lamellen usw. monoklinen Pyroxens wieder ausgeschieden. Damit stimmt die allgemeine Erfahrung, daß den rhombischen Pyroxenen der (schnell abgekühlten) jüngeren Ergußgesteine i. A. Lamellen und Faserstruktur fehlt, da die Entmischung wahrscheinlich nur langsam und erst bei erhöhter Temperatur vor sich geht. Daß, entgegen den Erfahrungen von Bowen, hier nicht Klinoenstatit, sondern rhombischer Pyroxen auskristallisiert, wird von Vogt auf Rechnung des Wassergehaltes der Magmen gesetzt, der die Ausscheidungstemperatur unter jene erniedrigen soll, bei welcher Enstatit in Klinoenstatit übergeht.

Auch mit Hornblendelamellen sind die derben rhombischen Pyroxene wohl derart verwachsen, daß (010) und die Vertikalachsen beider zusammenfallen (vergl. auch Uralit).

In den Ergußgesteinen aller geologischen Perioden (Trachyten, Andesiten, Basalten, Porphyriten usw.) weichen die meist idiomorphen Enstatite, Bronzite und Hypersthene auch in ihrem Habitus durchaus von den derben Vorkommen der Tiefengesteine und kristallinischen Schiefer ab; es fehlt ihnen die faserigblättrige Struktur, ebenso meist die lamellare Durchdringung mit monoklinem Pyroxen. An Stelle der letzteren tritt oft eine parallele Verwachsung durch Juxtaposition, häufiger durch Umhüllung, wobei dann der

monokline Pyroxen [meist 2 Individuen in Zwillingsstellung nach (100)] die Umrandung bildet [Schwantke (31)], (Taf. XIX, Fig. 6), selten kommt das Umgekehrte vor, wie es Osann (32) aus Andesit des Hoyazo (Cabo de Gata) beschreibt. Weinschenk (33) beobachtete in Augitandesiten Japans auch mikroperthitähnliche Verwachsungen von rhombischem und monoklinem Pyroxen. In Brechung und Färbung können sich beide Pyroxene in diesen Verwachsungen so ähneln, daß sich ihre Verschiedenheit erst zwischen gekreuzten Nicols verrät. Bei den Umwachsungen hat der monokline Augit bald die Natur der mit den rhombischen Pyroxenen vergesellschafteten Einsprenglinge, bald die der Grundmassenaugite, wie Fr. Becke (38) hervorhob. Eine zonare Struktur mit Zunahme des Fe-Gehaltes nach außen erschloß derselbe Forscher aus der Abnahme des negativen Achsenwinkels nach außen bei Hypersthenen der Insel Alborán. Die rhombischen Pyroxene der Ergußgesteine beherbergen gern Glaseier, aber nirgends die blättrigen Interpositionen der derben Vorkommnisse. — Das Vorkommen der rhombischen Pyroxene und ihre weite Verbreitung in den Ergußgesteinen wurde besonders von J. Blaas, Fr. Becke, J. Niedzwiedzki, J. Petersen, J. J. H. Teall, F. Teller und C. von John, Ch. W. Cross, Arn. Hague und J. P. Iddings, H. Reusch, Y. Kikuchi u. a. dargetan.

In den kristallinischen Schiefern ist Hypersthen vielfach beobachtet, so in den Granuliten Sachsens und des Dunkelsteiner Massivs (Niederösterreich), im Gneis des Massailandes in Deutschostafrika u. a.

Als Kontaktprodukt ist rhombischer Pyroxen namentlich in quarzreichen Gesteinen beobachtet, sowohl an Tiefengesteinen, zuerst wohl von Wilh. Ramsay (51) und Brögger (52), dann von Erdmannsdörffer (34) im Harz (Taf. XIX, Fig. 5), wie auch in quarzreichen Einschlüssen effusiver Gesteine, z. B. an der Sababurg im Reinhardswald nach Rinne (35), an der Blauen Kuppe bei Eschwege nach Ramdohr (36), wo er wahrscheinlich aus dem Glimmer des eingeschlossenen Sandsteins entstanden ist. V. M. Goldschmidt (37) beobachtete rhombischen Pyroxen mehrfach in der Kontaktzone von Kristiania, ebenso u. a. in Biotit von eingeschmolzenem Granit in den Laven NW-Spitzbergens; dasselbe sieht man in den Graniteinschlüssen des Veitsberges bei Karlsbad u. a. Nach Tilley (53), der ihn in kontaktmetamorphen Sedimenten Schottlands auffand, scheint er kalkige zu meiden, in Mg-haltigen (z. B. chloritführenden) neben Augit, auch neben Biotit und ohne diesen sich zu bilden, während er in Mg-armen nach und nach durch Cordierit verdrängt wird.

Pneumatolytisch, durch Einwirkung von Dämpfen auf festes Gestein entstanden, sind wahrscheinlich feine Härchen rhombischen Pyroxens, die Lacroix (39) in Hohlräumen des Andesits von Thera (Santorin) fand,

ebenso Ramdohr (36) an der Blauen Kuppe beobachtete; ferner die altbekannten in den Auswürflingen des Laacher Sees und viele andere. — Dahin gehört auch wohl der von A. Koch (40) aus dem Andesit des Aranyer Berges beschriebene gelbbraune Szabóit nach Krenner (41).

Literatur.

(1) Sosman, Z. X. **53**, 633, 1914.
(2) Daly, Proc. Amer. Ac. Arts a. Sc. **34**, 425, 1899.
(3) Becke, T. M. P. M. **7**, 93, 1886.
(4) Osann, Z. D. G. G. **41**. 301, 1889.
(5) Mügge, N. J. 1898 I, 114.
(6) Mallard, C. R. **107**, 302, 1888.
(7) K. Johannsen, Bihang Vet. Ak. Handl. Stockholm **17**. No. 4.
(8) Michel-Lévy und Lacroix, Min. des Roches. 1888, 261.
(9) Bowman, Min. Mag. **12**, 349, 1900.
(10) Tschermak, T. M. M. **1**, 18, 1871.
(11) Luczinsky, T. M. P. M. **24**, 140, 1905.
(12) Des Cloizeaux, Man. de Min. II, p. XVI, 1874.
(13) Des Cloizeaux, Nouv. Recherches **18**, 555, 573, 1867.
(14) Allen, Wright und Clement, Am. Journ. **22**, 385, 1906.
(15) v. Lang, S. W. A. **59**, 848, 1869.
(16) Becke, T. M. P. M. **3**, 65, 1881.
(17) Krenner, Z. X. **9**, 262, 1884.
(18) Krenner, Z. X. **10**, 101, 1885.
(19) Backlund, nach N. J. 1909 II, -10-.
(20) O. Andersen und Bowen, Zeitschr. f. anorg. Chem. **87**, 283, 1914.
(21) Seemann, Ann. K. K. Hofmus. **21**, 163, 1907.
(22) Herz, in Reiß und Stübel, Reisen in Südamerika; auch Dissert. Berlin 1892, p. 43.
(23) Bergeat, N. J. B. B. **30**, 586, 1910.
(24) Lacroix, Min. de la France **4**, 765, 1910.
(25) Amalie Weich, T. M. P. M. **32**, 423, 1914.
(26) Rosenbusch, N. J. 1884 I, 195.
(27) Eskola, Videnskabselsk. Skrift. 1921, **8**, 53.
(28) M. Koch, Jahrb. preuß. geol. Land. f. 1886, 83, 1887.
(29) O. Mügge, N. J. 1920, 28.
(30) Lacroix, Nouv. Arch. Mus. (5) **3**, 132, 1911.
(31) Schwantke, Centralbl. 1902, 16.
(32) Osann, Z. D. G. G. 1888, 699.
(33) Weinschenk, N. J. B. B. **7**, 144, 1890.
(34) Erdmannsdörffer, Jahrb. preuß. geol. Land. f. 1904, **25**, 1 u. f. 1909, **30**, 324.
(35) Rinne, N. J. 1895 II, 229.
(36) Ramdohr, Jahrb. preuß. geol. Land. f. 1919, I, 284.
(37) V. M. Goldschmidt, Videnskabselsk. Skrift. I, 1911; No. 9 p. 13, 137 u. 160.
(38) Becke, T. M. P. M. **18**, 537, 1899.
(39) Lacroix, C. R. **125**, 1189, 1897.
(40) A. Koch, T. M. P. M. **1**, 331, 1878.
(41) Krenner, Z. X. **9**, 255, 1884.
(42) Brögger und vom Rath, S. B. A. 26. Okt. 1876.

(43) E. Reusch, Pogg. Ann. **120**, 115, 1863.
(44) Ch. E. Weiß, Pogg. Ann. **119**, 459, 1863.
(45) v. Drasche, T. M. M. **1**, 1871, 10.
(46) Calkins, Univ. Calif. Publ. Bull. Dep. Geol. **3**, 124. Berkeley 1902.
(47) Kispatič, nach N. J. 1912 I, - 75 -.
(48) G. H. Williams, John Hopkins Univ. Circulars, 1884, No. 30.
(49) J. H. L. Vogt und Morozewicz, T. M. P. M. **18**, 109, 1899.
(50) Fouqué und Michel-Lévy, Bull. Soc. Min. Fr. **4**, 272, 1881.
(51) Wilh. Ramsay, Fennia, **2**, 51, 1894.
(52) Brögger, Q. J. Geol. Soc. **50**, 22, 1894.
(53) Tilley, Geol. Mag. **60**, 410, 1923.
(54) Tilley, Geol. Mag. **58**, 559, 1921 und **59**, 235, 1922.
(55) Bowen, Journ. of Geol. **30**, 549, 1922.
(56) Stein, Zeitschr. f. anorg. Chemie **55**, 159, 1907.
(57) Washington u. Merwin, nach N. J. 1924 II, 330.
(58) J. H. L. Vogt, Videnskabselsk. Skrift. I. 1925, No. 15.

Rhombische Amphibole.

Chem. Zus. (Mg, Fe)SiO_3, bei Anthophyllit und Gedrit mit einem bis zu 2,75% steigenden Gehalt an Konstitutionswasser, das aber von G. Friedel (1) z. T. für zeolithisch gehalten wird; nach Pawlica (2) in dem Vorkommen von der Gewont-Spitze in der Tatra auch mit 2,34% F; bei Gedrit mit schwankendem Gehalt an Al_2O_3, der bis 22% steigt; bei beiden ein wenig CaO, sehr selten auch Alkalien.

Morph. Rhombisch, holoedrisch nach den von Daly (3) untersuchten Ätzfiguren. — a : b = 0,5138 : 1 nach Penfield (4) bei Anthophyllit von Bakersville, Mitchell Co., N.Car.; $110 : 1\bar{1}0 = 54^0\,23'$;

a : b = 0,5229 : 1 bei Gedrit von Fiskernäs, Grönland, nach Ussing (5); $110 : 1\bar{1}0 = 55^0\,12'$.

(110), (100), (010), Endflächen fehlen. Stenglige bis blättrige Individuen und Aggregate mit paralleler, bündelförmiger bis radialer Anordnung der Individuen.

Koh. Spaltbarkeit sehr vollkommen nach (110), deutlich nach (010), wechselnd deutlich nach (100). — Querabsonderung gegen die Stengelachse sehr verbreitet. Gelegentlich in Längsschnitten ein oder zwei Systeme wellig und wenig scharf unter spitzem Winkel gegen die Vertikale verlaufender Spalten, wahrscheinlich durch mechanische Deformation bedingt. — Bruch uneben. — H = 5—6. — d = 2,98—3,24[1]).

Opt. Glasglanz, auf Spaltflächen ins Perlmutterartige. — Farbe grün, rosarot, braun in verschiedenen Tönen, im durchfallenden Lichte farblos bis

[1]) An künstlichem Kupferit nach Allen, Wright und Clement (36) d = 2,857.

gelblich und rötlichbraun, auch wohl gelblichgrün und weißlichrosa. — Brechung mäßig. Doppelbrechung stark. a = $\mathfrak{a}$, b = $\mathfrak{b}$, c = $\mathfrak{c}$ (Fig. 44).

	α	β	γ	Δ
Eisenanthophyllit (30,50 FeO + 3,48 MnO + 2,15 Fe_2O_3) Tamarack-Custer-Grube. Shannon (40) . .	1,668	—	1,685	0,017 ± 0,003
Anthophyllit, Kongsberg, Michel-Lévy und Lacroix (6) . .	1,633	1,642	1,657	0,024
Anthophyllit, Franklin, Penfield (4)[1]	1,6195	1,6301	1,6402	0,0207
Gedrit, Fiskernäs (für rot), Ussing (5)	1,623	1,6358	1,6439	0,0209
Künstl. $MgSiO_3$; Bowen (7) . .	1,584	—	1,597	0,013

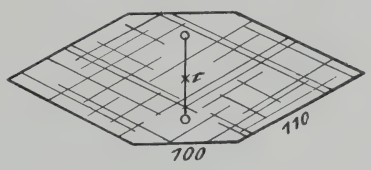


Fig. 44.

Der Charakter der Doppelbrechung ist bei einigen Vorkommen positiv, nämlich c = $\mathfrak{c}$ spitze Bisektrix mit $\varrho < v$; bei anderen negativ, a = $\mathfrak{a}$ spitze Bisektrix und $\varrho > v$ von wechselnder Stärke. Am Anthophyllit von Bakersville wechselt das Zeichen der Doppelbrechung mit der Wellenlänge. Penfield (4) maß um a = $\mathfrak{a}$:

2V (Li) = 90° 4′; 2V (Na) = 88° 46′; 2V (Tl) = 87° 28′.

Des Cloizeaux (8) am Anthophyllit von Kongsberg um a:

2V (rot) = 96° 12′; 2V (gelb) = 96° 6′; 2V (blau) = 95° 46′.

Ussing (5) am Gedrit von Fiskernäs um a:

2 H (rot) = 89° 24′; 2 H (gelb) = 89° 6′; 2 H (grün) = 88° 45′.

Am (Mn-haltigen) Eisen-Anthophyllit aus Eulysit vom Berge Mansjö fand v. Eckermann (37) 2 V um a (für Na-Licht) = 80° 30′ mit $\varrho > v$.

Vergleich der chemischen Zusammensetzung mit dem Winkel der optischen Achsen um c (für Na) in der folgenden Tabelle [z. T. nach Ussing (5)]:

[1]) Nach den von Bowen (7) verbesserten Werten.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO_2	46,74	43,58	55,16	47,46	57,98	46,18	58,75	51,80
Al_2O_3	13,70	17,07	2,65	0,51 [1])	0,63	21,78	1,27	12,40
$FeO + MnO$ . .	28,09	15,96	15,04	46,11	10,70	2,77	5,60	3,67
MgO	8,76	18,30	23,19	5,05	28,69	25,05	31,53	27,60
Glühverlust + H_2O + Alk.	1,90	3,92	2,38	1,12 [2])	1,67	3,67	2,46	4,44
Summe. .	99,19	98,82	98,42	100,25	99,67	99,45	99,61	99,91
2V um c. .	74° 0′	74° 33′	80° 2′	89° 6′	91° 14′	101° 27′	113° ca.	123° 20′

I. Gedrit. Ver. Staaten.
II. „ Gèdres.
III. Anthophyllit Kongsberg. Michel-Lévy u. Lacroix (6).
IV. Eisenanthophyllit. Stora Utterwikskage, Södermanland, Palmgren (9).
V. Anthophyllit. Bakersville, Penfield (4).
VI. Gedrit. Fiskernäs, Ussing (5).
VII. Anthophyllit. Elba, G. d'Achiardi (10).
VIII. Gedrit. Bamle, Norwegen.

Pleochroismus von wechselnder Stärke. Die parallel c schwingenden Strahlen sind hellgelbbraun oder grünlich bis farblos. Die senkrecht dazu schwingenden nelkenbraun in nicht zu dünnen Schliffen. Weibull (11) fand für die Schwingungen ∥ c bläulichgrau, ∥ b gelbgrün, ∥ a gelbweiß im Dünnschliff, im Kristall entsprechend blauschwarz, grünschwarz, dunkelgelb in den Anthophylliten der Anthophyllitschiefer von Södra Dalarne zwischen den Gruben von Vaskarbo und Damberget. Th. H. Holland (12) gibt c gamboga yellow, b claret red, a strohgelb für die Anthophyllite der Glimmerperidotitgänge im Lower Gondwana Indiens.

A. Wichmann (13) fand am Anthophyllit von Hermannschlag in Mähren nach dem Glühen a = b = lichtbraun, c = dunkelbraun. — Pleochroitische Höfe um Zirkon wurden in Gedrit von Gèdres beobachtet von Lacroix (14). Bøggild (39) beobachtete am G. von Avisiarfik (Grönland) einen schön blauen, zuweilen auch rötlichen oder gelblichen Lichtschein, der Reflexen der Lage (010) entsprach, ohne daß aber u. d. M. irgendwelche Einlagerungen sichtbar gewesen wären (Labradorisieren).

Phys.-Chem. Die von Allen u. Gen. (36) künstlich erhaltenen Kristalle gehen bei 1150—1300° in Klinoenstatit über. Schmilzt nicht kongruent; inkongruenter Schmelzpunkt 1557° (vergl. rhombische Pyroxene).[3])

[1]) inkl. TiO_2 und Fe_2O_3. [2]) inkl. 1,05 CaO.

[3]) Im System Diopsid-SiO_2 wurden von Bowen (Zeitschr. f. anorg. Chem. **90**, 4, 1914) auch Kristalle erhalten, die er für einen Kalkmagnesia-Amphibol halten möchte. Genauere Untersuchung, auch kristallographische, fehlt noch.

Von gewöhnlichen Säuren werden A. und G. nicht merklich angegriffen, von Flußsäure gelöst.

Künstl. Darstellung. $MgSiO_3$ in der Form eines rhombischen Amphibols wurde von Allen und Gen. (36) bei schneller Abkühlung der bis ca. 1600° erhitzten Schmelze von $MgSiO_3$ erhalten. Es entsteht auch bei Erhitzung des monoklinen künstlichen Amphibols derselben Zusammensetzung durch Erhitzen mit Wasser auf 375—475°. Dagegen wurde es nicht aus Glas der Zusammensetzung $MgSiO_3$ durch Erhitzen desselben erhalten.

Vork. Anthophyllit und Gedrit haben keine konstante oder charakteristische Mikrostruktur. Sie umschließen aber gern Blättchen von Eisenglimmer, Magnetitkörnchen, Picotit-Oktaeder und Biotitblättchen. Letztere liegen mit der Spaltfläche gewöhnlich auf (010), selten auf (100) des Wirtes. Auch die im Hypersthen besprochenen Einschlüsse kommen zuweilen vor.

Lamellare Verwachsung mit monoklinem Amphibol (Strahlstein) ist nicht selten[1]); beide Minerale haben dann die Achsen b und c gemeinsam. Auf Schnitten nach (100) erkennt man den Anthophyllit an dem senkrechten, den Strahlstein am schiefen Austritt der negativen Bisektrix.

Anthophyllit wie Gedrit sind Minerale des kristallinen Schiefergebirges, wesentliche Gemengteile der Anthophyllitschiefer, Übergemengteile der Amphibolite und Hornblendeschiefer, aus denen sie schon Ch. W. Cross (15) von der Loire-Inférieure beschreibt. Hj. Sjögren (16) bearbeitete die Anthophyllitschiefer der Gegend von Kongsberg und Snarum in Norwegen, von Stansvik in Finnland und zusammen mit H. E. Johannson und Naima Sahlbom (17) den Anthophyllit aus den Cordierit-Granuliten von Persberg.

Nach Belowsky (24) bildet er in Hornblendegneisen des westlichen Nordgrönland Einlagerungen. Aus dem Sapphiringestein von Fiskernäs in Grönland beschreibt ihn Ussing (5). Gesteinsbildend erscheint er auch im Gemenge mit Cordierit nach Lacroix (38) nordwestlich vom Berge Tsilaizina auf Madagaskar.

Sehr häufig erscheint der Anthophyllit als randliches Umwandlungsprodukt von Olivin. So fand ihn Becke (18) in Verbindung mit Strahlstein um Olivinfelsblöcke in eigentümlich zylindrischen, rundlich-eckigen und unregelmäßigen Massen im Dioritschiefer von Dürnstein im niederösterreichischen Waldviertel und im Gabbrogestein von Roßwein in Sachsen. Diesen vergleicht Barvič (19) das Vorkommen von Hrubschitz in Mähren. In den Amphiboliten des niederösterreichischen Waldviertels folgt nach Marchet (42) auf den unveränderten Olivin da, wo er sich mit Plagioklas berührt, eine

[1]) Derartige Verwachsungen mit monoklinem $MgSiO_3$-Amphibol scheinen nach Allen u. Gen. (36) auch bei den künstlichen Kristallen vorzukommen.

Schicht von farblosem Anthophyllit, dann, scharf abgegrenzt, grüne Hornblende. Eskola (20) fand ihn in Umwandlungszonen um Olivin in den Labradorfelsen des Aurlands-Fjord im Indre Sogn (Norwegen); hier ist er z. T. asbestartig. Anscheinend ähnliche Bildungen in Troktolithen von Strathbogie und Lower Banffshire bezeichnet Read (21) geradezu als Reaktionsrand. Aus Fayalit hervorgegangenen (Mn-haltigen) Eisenanthophyllit beobachtete v. Eckermann (37) im Eulysit des Mansjö-Berges (Hälsingland, Nordschweden).

In ganz analoger Ausbildung wie bei Dürnstein beschreibt A. Lacroix (22) radialstrahlige Anthophyllitschalen um Serpentin- und Biotitknauer im Serpentin von Saint-Préjet-Armendon, Hte. Loire, und G. Friedel (23) um Serpentinknauer von Saint Germain-l'Herm in der Auvergne. Hier sind die einzelnen farblosen Nädelchen z. T. von feinsten Häutchen von Ca-, Mg- und Fe-Karbonaten, die mit Salzsäure, und solchen von Opal, die mit Sodalauge entfernt werden konnten, umhüllt. Der so gereinigte Anthophyllit hatte 0,68% Wasser, welches bei dunkler Rotglut, und 2,75% Wasser, welches erst bei der Schmelzung des Minerals entweicht. — Auch in Gneisen kommt er bisweilen in eigentümlichen Nestern in radialstrahliger Anordnung vor.

In manchen Gesteinen erscheinen die rhombischen Amphibole unter Umständen, die auf Entstehung durch Kontaktmetamorphose schließen lassen. So war der Gedrit lange nur in losen Blöcken bei Gèdres im Héas-Tale in den Pyrenäen bekannt, die A. Lacroix (25) auf Granitkontakt zurückführte; er wies ein weiteres Vorkommen am Lac de Caillaouas im Tale der Neste de Louron nach in einem System paläozoischer Schiefer, die am Granitkontakt zu gneisartigen Hornfelsen von sehr wechselnder Zusammensetzung umgewandelt sind.

Warren (26) beschreibt Anthophyllit von Rockport, Mass., von der Grenze einer linsenförmigen Fayalitmasse gegen Quarz; er enthält hier fast nur Fe, sehr wenig Mg und Al und ist auch optisch dem Eisenanthophyllit ähnlich. Es liegt nahe, hier eine Umsetzung nach der Gleichung

$$Fe_2SiO_4 + SiO_2 = 2\,FeSiO_3$$

anzunehmen. Ein genetisch ähnliches Vorkommen ist nach F. Cornu und Himmelbauer (27) das im Granitit von Fonte del Prate, Elba, wo anscheinend Granit auf Olivin des dortigen Serpentins eingewirkt hat, ebenso ist das von Schirmeisen (28) beschriebene von Podoli-Bobrau in Mähren an den Kontakt von Granit mit Serpentin gebunden. Aus kontaktmetamorphen Orthophyrtuffen beschreibt ihn Erdmannsdörffer (29) aus der Gegend von Harzburg und Ramdohr (30) aus Fayalit neben quarzführenden Hornfelsen zwischen Altenau und Harzburg. Eskola (31) fand ihn am Kontakt des Granits von Orijärfvi (in SW-Finnland) bei Träsk-

böle und Väyrynen (32) als Einschluß in migmatitischen Kontaktgesteinen von Südostbottnien. Gedrithornfels erwähnt de Terra (41) aus dem Kontakt des Steinwald-Granites (Oberpfalz).

Als ursprünglichen Gemengteil von Glimmerperidotitgängen der Gegend von Darjeeling in Ostindien betrachtet den Anthophyllit Holland (12).

Nach Merrill (33) kommen unter den Asbesten auch solche von Anthophyllit vor; er beschreibt solche von Alberton, Howard Co., Maryland, fast Fe- und Al-frei, aber mit 9,63% H_2O, das erst bei Rotglut entweicht. Er hält ihn für eine Neubildung, vielleicht aus rhombischem Pyroxen.

Das von Barrois (34) als gedritähnlich beschriebene Mineral aus seinen Kersantites quartzifères Asturiens, wie auch das von Cesáro (35) „Valleit" genannte bedürfen noch näherer Untersuchung.

Literatur.

(1) G. Friedel, Bull. Soc. Min. Fr. **25**, 102, 1902.
(2) Pawlica, Bull. Ac. Sc. Cracovie, 21. Febr. 1915.
(3) Daly, Proc. Amer. Ac. Arts a. Sc. **34**, 373, 1899.
(4) Penfield, Am. Journ. **40**, 394, 1890.
(5) Ussing, Z. X. **15**, 609, 1890.
(6) Michel-Lévy und Lacroix, Min. d. roches 1888, 150.
(7) Bowen, Journ. Washington Ac. Sc. **10**, 411, 1920.
(8) Des Cloizeaux, Nouv. Recherches, Mém. de l'Inst. Paris 1867, p. 541.
(9) Palmgren, Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala **14**, 109, 1917.
(10) G. d'Achiardi, nach N. J. 1913 II, - 381 -.
(11) Weibull, Geol. För. Förh. **18**. 379, 1896.
(12) Holland, Rec. Geol. Surv. India, **30**, 129, 1894.
(13) A. Wichmann, nach N. J. 1898 II, - 252 -.
(14) Lacroix, Min. de la France **1**, 636, 1893.
(15) Ch. W. Cross, T. M. P. M. **3**, 388, 1881.
(16) Hj. Sjögren, K. Vet. Ak. Förh. Stockholm 1882, No. 10. 5.
(17) Hj. Sjögren, H. E. Johannson und Naima Sahlbom, Geol. För. Förh. **36**, 441, 1914.
(18) Becke, T. M. P. M. **4**, 331 u. 450, 1882.
(19) Barvič, nach N. J. 1894 II, - 420 -.
(20) Eskola, Videnskabselsk. Skrift. 1921. **8**, 83.
(21) Read, nach N. J. 1922 II - 160 -.
(22) Lacroix, Min. de la Fr. **1**, 639, 1893.
(23) G. Friedel, Bull. Soc. Min. Fr. **25**, 102, 1902.
(24) Belowsky, Z. D. G. G. **57**, 15, 1905.
(25) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **23**, 43, 1900.
(26) Warren, Am. Journ. **16**, 377, 1903.
(27) Cornu und Himmelbauer, Mitt. natw. Ver. Wien. **3**, 2, 1905.
(28) Schirmeisen, T. M. P. M. **32**, 512, 1914.
(29) Erdmannsdörffer, Jahrb. preuß. geol. Land. f. 1904, **25**, 1.
(30) Ramdohr, Centralbl. 1923, 296.

(31) Eskola, Bull. Comm. géol. Finlande **40**, 1914.
(32) Väyrynen, Bull. Comm. géol. Finlande, **57**, 40, 1923.
(33) Merrill, Proc. U. S. Nat. Hist. Mus. **18**, 251, 1895.
(34) Barrois, Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. Lille 1882, 134.
(35) Cesáro, Bull. Ac. Roy. Belgique **32**, 536, 1896.
(36) Allen, Wright und Clement, Am. Journ. **22**, 385, 1906.
(37) v. Eckermann, Geol. För. Förh. **44**, 265, 1922.
(38) Lacroix, Minéralogie de Madagascar I, 525, 1922.
(39) Bøggild, Kgl. Danske Vid. Selsk. Math. Phys. Medd. **6**, 31, 1924.
(40) Shannon, nach N. J. 1924 II, 341.
(41) de Terra, N. J. B. B., **51**, 372, 1925.
(42) Marchet, T. M. P. M. **36**, 274, 1925.

Olivingruppe.

Zu dieser Gruppe rechnen wir folgende Minerale:

1. Forsterit Mg_2SiO_4.

2. Olivin (Chrysolith) (samt Hyalosiderit und Hortonolith) $(Mg, Fe)_2SiO_4$.

3. Fayalit Fe_2SiO_4.

In diesen Mineralien können sich Mg und Fe, wie es scheint, in allen Verhältnissen vertreten; vielfach sind auch kleine Mengen Mn vorhanden (größere im Knebelit, Mn allein im Tephroit), ebenso sind vielfach Spuren von Ni nachweisbar, seltener auch von Co nach Starrabba (1). Die Fe-armen Olivine der Eruptivgesteine sind nach J. H. L. Vogt reicher an Nickel (bis ½%) als die Fe-reichen, indem Ni mit Mg geht, weil der Schmelzpunkt von Ni_2SiO_4 dem von Mg_2SiO_4 näher liegt. Größere Mengen von Zn neben Mn im Roepperit.

Dagegen sind die Olivine im allgemeinen nicht mischbar mit **Kalkorthosilikat** Ca_2SiO_4 [1]). Von diesem trimorphen Silikat ist bisher nur die β-Modifikation in der Natur angetroffen und es scheint noch nicht sicher, ob diese olivinähnlich ist.

4. Monticellit gehört als Doppelsalz $MgCaSiO_4$ nicht zur engeren Olivingruppe, steht ihr aber kristallographisch nahe.

1. Forsterit.

Morph. 0,4666 : 1 : 0,5868 Arzruni (2) nach Messungen an fast eisenfreien Kristallen von der Monte Somma. Z. T. idiomorphe, z. T. rundlich-eiförmige Individuen, die bald ∥ c, bald ∥ a gestreckt sind. Habitus ähnlich Fig. 45 (p. 356), Drillinge nach (031) ähnlich wie Olivin. Regelmäßige Verwachsung mit Klinohumit, vergl. letzteren.

[1]) Indessen ist nach Schwantke (102) ein Kalkgehalt in basaltischen Olivinen öfter nachweisbar.

Koh. Spaltbarkeit deutlich nach (010) und (001), an künstlichen Kristallen nach Wright vollkommen. H = 6—7.— Dichte 3,21 an künstlichen Kristallen nach Stein (3).

Opt. siehe unter Olivin.

Phys.-Chem. Im System $MgO—SiO_2$ kommt nach Andersen und Bowen (4) Forsterit bei 1890 $\pm$ 20° zur Ausscheidung; indessen setzt er sich im Teilsystem $Mg_2SiO_4—SiO_2$ bei 1557° mit dem Schmelzrest zu Klinoenstatit um. Spuren dieser oder einer ähnlichen Reaktion sind (als Enstatitkranz um Olivin) in manchen Basalten vielleicht zu erkennen.

Das Verhalten im schmelzflüssigen System $SiO_2—CaAl_2Si_2O_8—Mg_2SiO_4$ untersuchten Allen, Wright und Clement (5) und Andersen (6) und Andersen und Bowen (4). Bemerkenswert und im allgemeinen in Übereinstimmung mit ähnlichen natürlichen Schmelzen ist, daß die Ausscheidung des Olivins erst nach dem Pyroxen (Klinoenstatit) erfolgt und später eine teilweise Resorption zu erwarten ist. — Das Verhalten gegen Salzsäure ist verschieden; der aus dem Kaiserstuhl i. B. wird leicht schon durch kalte, der russische fast gar nicht zersetzt.

Vork. Der Forsterit ist ein Mineral der regional- und kontaktmetamorphen Kalke. Weinschenk (7) beschrieb ihn aus der Gegend von Passau, Daub (8) aus dem Koppitkalkstein des Kaiserstuhles i. B., Berg (9) von Reichenstein i. Schl., Fr. Ulrich (107) aus metamorphem Kalk von Nový mlýn in Böhmen. Am Monzoni sind die sogen. Monticellite nach Sustschinsky (10) Pseudomorphosen nach Forsterit. Lacroix (11) fand ihn in den kontaktmetamorphen Kalken von Fajou bei Caussiou (Ariège) und des Ercétales daselbst voll von Spinelleinschlüssen, am letzteren Fundort pseudomorph nach Dipyr, der oft noch im Kern erhalten war und sich dann gegen das periphere Forsterit-Spinell-Aggregat durch eine faserig-blättrige Zone von farblosem Glimmer schied. Nach Emmons und Calkins (100) reichlich in den kontaktmetamorphen Kalken des Philipsburg Quadrangle, Mont.; nach Marg. Brinkmann (101) im Kalk des Granitkontaktes auf der Henderson-Grube bei Usakos, Deutsch-Südwestafrika. Coomáraswámy (12) isolierte ihn aus dem Marmor von Hakgala Gardens auf Ceylon, des bisher einzigen Fundortes des Serendibits. Ausgezeichnete Kristalle sind aus den Kalkauswürflingen des Vesuv bekannt, deren Vorkommen Mierisch (13) beschrieb.

2. Olivin (Chrysolith) und 3. Fayalit.

Morph. 0,4658 : 1 : 0,5865 v. Kokscharow, mit nur geringen Schwankungen mit dem Eisengehalt; nach Ernst (105) erreichen a und c ihren Höchstwert bei etwa 15 Mol.-% Fe_2SiO_4.

(100), (010), (110), (120), (011), (021), (101), (111), selten (001) und andere Formen. Habitus meist dicktafelig, nach (100) oder nach (010) und dann besonders in glasigen Gesteinen langgestreckt nach c (Fig. 45 u. 46).

$110 : 1\bar{1}0 = 49^0\,57'$	$011 : 010 = 59^0\,37'$
$120 : 1\bar{2}0 = 85^0\,57'$	$021 : 010 = 40^0\,27'$
$101 : \bar{1}01 = 103^0\,6'$	$111 : 1\bar{1}1 = 40^0\,4'$

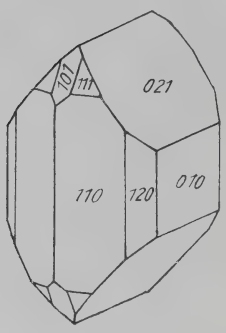


Fig. 45.

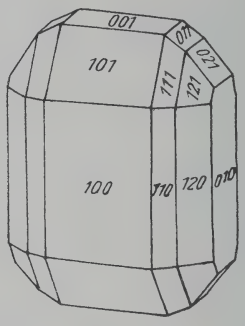


Fig. 46.

Selten Durchkreuzungszwillinge nach (011), mit $c : \underline{c} = 60^0\,47'$, auch nach (012) mit $c : \underline{c} = 32^0\,41'$, nach (120) und (110). Brugnatelli (14) beobachtete am Olivin der Peridotite des Val Malenco die schon früher von Des Cloizeaux an Villarsit und Monticellit angegebene Zwillingsbildung

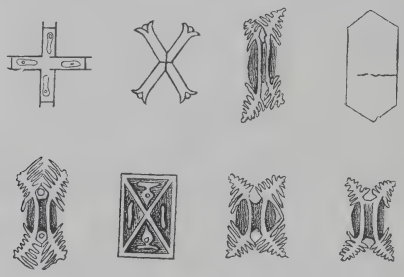


Fig. 47.

nach (031) mit $c : \underline{c} = 59^0\,14'$. — Gerundete und angeschmolzene Körner. Körnige Aggregate.

Zwillingsbildungen am gesteinsbildenden Olivin wurden zuerst von Kalkowsky (15) aus basaltischen Gesteinen nachgewiesen; Zwillinge nach (012) und (120) beobachtete Rinne (16) in Limburgiten des Habichtswaldes, solche nach (110) Doß (17) in basaltischen Laven des Haurân. Die Grenzen der Individuen verlaufen oft sehr unregelmäßig.

Sehr mannigfaltig und oft beschrieben sind die Kristallskelette in glasreichen Ergußgesteinen. Sie zeigen oft nur einfach gegabelte Gestalten (Bd. I, 1, Taf. IX, Fig. 1), zuweilen auch Verzerrungen mit scheinbar abweichender Symmetrie, wie Fig. 47 nach Kreutz (20). Weiteres darüber bei E. Cohen (18) und E. S. Dana (19) an Laven der Sandwichinseln und bei Rinne (16) an nordwestdeutschen Basalten und Bodmer-Beder (21) an Olivindiabasen des Plessurgebirges u. a.

Koh. Spaltbarkeit nach (010) deutlich in kurzen, parallelen, oft aussetzenden Rissen erkennbar, weniger gut nach (001), am undeutlichsten nach (100). — Unregelmäßige Zerklüftung sehr verbreitet und mit fortschreitender Umwandlung sich rasch mehrend. — Bruch muschlig. — H = 6,5—7. — Nach Ernst (105) ändert sich die Dichte annähernd linear mit den Gewichtsprozenten $(Fe, Mn, Ni)_2SiO_4$; die extrapolierten Grenzwerte sind d = 3,203 und 4,299.

Opt. Glasglanz. Selten farblos, meist grün in verschiedenen Tönen bis grünschwarz, auch bräunlichgrün bis dunkelbraun, oft rot infolge von Umwandlungen. Im durchfallenden Licht farblos bis grünlich, auch rot durch Einschlüsse von Eisenerzen, in Gabbrogesteinen dadurch bisweilen undurchsichtig.

Starke Brechung, daher Oberfläche im Schliff genarbt erscheinend (Taf. XII, Fig. 1). Starke Doppelbrechung a = c, b = a, c = b.

Die folgende Tabelle, geordnet nach steigendem Wert des Brechungsindex β, oder, wo dieser nicht bekannt, nach dem Gehalt an FeO + MnO + NiO, zeigt die Abhängigkeit der Brechung, der Doppelbrechung und des Winkels der optischen Achsen um a von der chemischen Zusammensetzung nach den Messungen von Des Cloizeaux (22), Zimanyi (23), Duparc und Pearce (24), Penfield und Forbes (25), Soellner (26), O. Andersen (6), Stark (28), Couyat (29), Starrabba (30), Kratzert und Backlund (31). Nach Backlund ist die Abhängigkeit der Brechungsexponenten von den Mol.-% $(Fe, Mn, Ni, Co)_2SiO_4$ keine lineare; die Doppelbrechung ändert sich wenig mit der Zusammensetzung, erst bei den Fayaliten scheint sie stärker anzusteigen. 2V um a hat vielleicht bei ca. 10% Fe_2SiO_4 ein flaches Maximum. Ob 2V mit steigendem Gehalt an Mn sinkt (Palmgren), erscheint nach den Messungen v. Eckermanns (80) nicht sicher. Ernst (105) fand, daß zwischen α, γ und 2 V einerseits und β andererseits lineare Beziehungen bestehen und $\gamma - \beta$ fast konstant = 0,0188 bleibt. — Nach den Messungen von Ernst ist die Dispersion der Doppelbrechung nur klein (N = rd. 40). — Die Dispersion der optischen Achsen um a ist $\varrho > \nu$.

Über die manganhaltigen Mischungen machte Magnusson (78) weitere Mitteilungen.

Über die Auslöschungsrichtungen in Schnitten beliebiger Lage berichtete J. Schmutzer (32) nach Rechnung und in graphischer Darstellung.

	% FeO + MnO + NiO	α	β	γ	Δ	2 V um a	
						ber.	gem.
Forsterit, künstlich	0	1,635	1,651	1,670	0,035	—	—
„ Ural	?0,22	1,6361	1,6519	1,6698	0,0337	92° 7,5′	—
„ Somma	2,24	1,6386	1,6544	1,6719	0,0333	92° 5,5′	93° 50′
„ Vesuv	—	—	1,659	—	—	—	93° 50′
„ Idaho	—	1,640	1,660	1,680	0,040	—	90° ± 5′
Olivin, Windisch	7,33	1,6507	1,6669	1,6856	0,0349	93° 16′	—
„ Neu-Mexiko	8,6	—	—	—	—	—	91° 24′
„ Kapfenstein, Steierm.	9,25	—	—	—	—	—	90° 5′
„ Kosakow	9,49	1,6526	1,6691	1,6884	0,0358	93° 33,6′	91° 40′
Chrysolith, Ostindien	—	1,6535	1,6703	1,6894	0,0359	93° 18,8′	—
Olivin, Kapfenstein, Steiermk.	9,38	1,6533	1,6705	1,6887	0,0354	90° 45,6′	90° 5′
„ St. Jean, Rotes Meer	9,8	1,6546	1,6706	1,6898	0,0352	—	88° 10,5′
„ I, Koswinski Kamen, Ur.	?8,2	1,6543	1,6707	1,6896	0,0353	97°	94°
„ Ägypten	—	1,6548	1,6718	1,6905	0,0357	—	91° 34′ [3]
„ I, Vesuv	9,64	1,6548	1,6719	1,6919	0,0371	93° 33,6′	—
„ Hawaii	10,3	—	—	—	—	—	91° 2′
„ Pallaseisen	12,10	1,6562	1,6726	1,6921	0,0359	93° 8′	—
„ Vesuv	12,6	—	—	—	—	—	89° 42′
„ Eifel	—	1,6582	1,6769	1,6931	0,0349	68° 5,6?	—
„ Kammerbühl	14,79	1,6649	1,6830	1,7015	0,0366	89° 39,6′	—
Olivin II, Vesuv	16,30	1,6674	1,6862	1,7053	0,0379	89° 31′	—
„ II. (Glinkit), Itkul	18,57	1,6694	1,6878	1,7067	0,0373	89° 49′	—
„ II, Koswinski Kamen	10,7?	1,6720	1,6899	1,7089	0,0369	92°	—
„ Auvergne	13,0	—	1,692	—	—	—	89° 36′
Olivin, Skurruvaselv, Norw.	20,91	1,6775	1,6974	1,7163	0,0388	87° 27′	84° 50′
Hyalosiderit, Mti Rossi, Ätna	20,09 [1]	1,6895	1,7125	1,7303	0,0408	—	82° 40′
Hyalosiderit, Limburg, Kaiserst.	30,36	1,7018	1,7276	1,7426	0,0408	—	81° 15′
Hortonolith, Monroe	52,08	1,7684	1,7915	1,8031	0,0347	70° 10′	69° 24′
Tephroit, Franklin Furnace	—	1,770	1,792	1,804	0,034	—	—
Fayalit, Pantelleria	61,9	1,8044	1,8383	1,8462	0,0418	—	—
Manganfayalit, Gillinge	61,63 [2]	—	—	—	—	—	50° 8′
„ „	68,39	—	—	—	—	—	51° 3′
Fayalit, Rockport	69,04	1,8236	1,8642	1,8736	0,0500	50°	49° 50′
Riekensglück bei Harzburg [4]	69,67	1,8272	1,8688	—	—	—	—

[1]) Dazu 5,82 Fe_2O_3 nach Starrabba (30).

[2]) Mit 26,51 MnO.

[3]) Mittel zweier von Kratzert gemessener Winkel (mitgeteilt bei Ernst) (105).

[4]) Briefliche Mitteilung von Ramdohr, Analyse von J. Jakob; Brechung für $\lambda = 570\ \mu\mu$.

Pleochroismus fehlt den Olivinen meist ganz; in Olivindiabasen des Plessurgebirges beobachtete Bodmer-Beder (21) ∥ c grünlichgelb, ⊥ c grünlichweiß bis farblos, Pleochroismus anscheinend zunehmend mit der Umwandlung. Bei Fayaliten in dickeren Platten ∥ c orangegelb, ⊥ c grünlichgelb, nach Soellner (26) selbst im Dünnschliff noch als Merkmal gegenüber Olivin (Chrysolith) brauchbar.

Phys.-Chem. Eisenarme Olivine schmelzen nicht v. d. L., eisenreiche zu schwarzem magnetischem Glas. Schmelzpunkt von Fe_2SiO_4 nicht sicher bekannt; nach Doelter (96) ca. 1065°. Nach Keil und Dammann (27), die das System SiO_2—FeO bis 45% SiO_2 untersuchten, liegt der Schmelzpunkt anscheinend bei 1503°. Nach J. H. L. Vogt (97) soll im System Mg_2SiO_4—Fe_2SiO_4 vollkommene Mischbarkeit im kristallinen Zustand ohne Maximum und Minimum bestehen. Tephroit, Mn_2SiO_4, schmilzt nach Doerinckel (33) inkongruent bei 1323°. Eisenreiche Olivine werden beim Glühen rot unter teilweiser Oxydation des Eisens [nach Thaddéeff (34)] und L. Michel (98) beobachtete rote Oxydationsränder an natürlichen Kristallen, indessen fand Starrabba (30), daß die Fe_2O_3-reichen Hyalosiderite von den Mti Rossi grün oder braungrün waren, beim Glühen allerdings rot wurden, aber auch beim Glühen im CO_2-Strom.

Mit HCl oder H_2SO_4 gelatinieren die Olivine langsam in der Kälte, rascher beim Erwärmen, die Fe-reichen leichter als die Fe-armen; Ramdohr (35) fand die Fayalite von der Pinge Riekensglück bei Harzburg, die fast reines Fe_2SiO_4 sind, sogar leicht löslich schon in verdünnter HCl. — Nikoloff (89) erhielt, als er Olivin (mit 11,52% FeO) 400 Stunden lang mit Wasser auf eine Maximaltemperatur von 350° erhitzte, eine Abspaltung von MgO und SiO_2 in etwas wechselndem Verhältnis (1 : 1,5 bis 1 : 1,9).

Umbildung der Olivine unter Einwirkung der Atmosphärilien führt zu einem Gemenge von Karbonaten mit Limonit und Quarz oder Chalcedon bezw. Opal. Im ganzen ist dieser Vorgang ziemlich selten zu beobachten, besonders bei Olivindiabasen, Melaphyren, Basalten und manchen Lamprophyren. Die Karbonate sind keineswegs immer Magnesit oder verwandte, sondern sehr oft Calcit, so daß eine Verdrängung des Mg durch Ca statt hat. Reste von Serpentin deuten oft darauf hin, daß vielleicht die Serpentinisierung der eigentlichen Verwitterung vorausgeht.

Am weitaus verbreitetsten ist die zuerst von G. Tschermak in ihrer Bedeutung erkannte Umwandlung des Olivins zu Serpentin; dieselbe beginnt immer von der Oberfläche und von den Spalten aus und führt zu einer Faserbildung unter gleichzeitiger teilweiser Abscheidung des Eisengehalts in der Form von Eisenoxyd, Eisenoxydhydrat und Magnetit. Die faserigen Neubildungen von grünlicher bis gelblichgrüner Farbe stehen senk-

recht auf den Kristallumrissen und den pinakoidalen Spaltflächen. Da der Angriff von allen sich wirr kreuzenden Rissen und den Rändern aus gleichzeitig stattfindet, so sieht ein solcher in Umwandlung zu Serpentin begriffener Olivin maschig aus. Die Serpentinschnüre bilden das Netzgewebe, dessen Maschen noch frischen Olivin enthalten (Taf. XII, Fig. 2). Mit dem Fortschreiten des Prozesses reißen infolge der mit der Serpentinisierung verbundenen Volumzunahme stets neue Spalten auf und ermöglichen so die immer weitere Ausbreitung der Neubildungen bis zur vollständigen Umwandlung des Olivins. (Taf. XIV, Fig. 2.) Daß die Serpentinisierung der Olivine in manchen Fällen auch von den Flächen des Brachydomas (021) aus beginnt und vorschreitet wurde zuerst von Fr. Rinne (55) und Soellner (56) in basaltischen Gesteinen des Wesergebietes bezw. der Rhön beobachtet. Der Prozeß schreitet dann oft von innen nach außen vor, so daß bisweilen ein vollkommen serpentinisierter Kern von einem schmalen Rande durchaus frischen Olivins umgeben ist. Fr. Becke (57) beobachtete die Umwandlung des Olivins der Dunite vom Enzinger Boden, Sprengkogel und Rattenkopf im Stubachtale in die Antigoritform des Serpentins. (Taf. XIV, Fig. 4.) Die Schüppchen des Antigorits siedeln sich allenthalben auf den Spalten der Olivinkörner an und zersprengen und zerteilen diese bei fortschreitender Bildung, ohne daß dabei eine Maschenstruktur entstünde; E. Weinschenk (50), der die Angaben Beckes bestätigt und denselben Vorgang aus der Gegend von Prägraten beschreibt, fand größere Antigoritblättchen auf den Brachydomenflächen des Olivins liegend, und deutet sie als primäre Gesteinsgemengteile. Die Umwandlung in Antigorit hatte Fr. Eichstädt (59) schon im Norrland in Schweden erkannt, wie Fr. Becke hervorhebt, unter Betonung des Umstandes, daß Antigoritserpentine nur in stark gefaltetem Gebirge erscheinen.

Plagioklase zwischen den mehr oder weniger serpentinisierten Olivinen lassen öfter sehr starke Zersplitterung (ähnlich wie in der Nähe isotropisierter radioaktiver Kristalle,) erkennen (Taf. XIII, Fig. 1). Sie ist wohl auf die mit der Serpentinisierung verbundene erhebliche Volumenvermehrung zurückzuführen, auf die namentlich Steinmann (58) seine Schwellungsmetamorphose gegründet hat. Es ist charakteristisch für den hier wirksam gewesenen (nahezu) hydrostatischen Druck, daß Verbiegungen der Feldspate oft ganz fehlen.

Unter dem Namen Iddingsit beschrieb A. C. Lawson (60), an frühere Mitteilungen von Iddings (61) anknüpfend, eine homogene Pseudomorphose nach Olivin im Carmeloit, welche auch in Basalten, Melaphyren und Diabasen eine beträchtliche Verbreitung hat. Es ist dieselbe, welche von H. H. Arnold-Bemrose (62) aus Olivintholeiiten von Derbyshire als Potluck und Peak Forest Pseudomorphose nach Olivin genau geschildert wurde. Danach liegt, bezogen auf die Kristallform des

Olivins, eine glimmerähnlich vollkommene Spaltung ‖ (100). Spaltrisse gern klaffend. Nach Lacroix (95), der den Iddingsit für eisenreichen Antigorit hält, liegt aber in madagassischen Vorkommen (100) stets parallel der vollkommensten Spaltfläche (001) des Olivins. — a = a, b = b, c = c. Larsen (90) ermittelte folgende optischen Konstanten:

1. I. aus Pyroxenlatit von Wicker Mountain Knoll, Pikes Peak Quadr. Col.: optisch negativ, 2V groß, $\varrho < \nu$ stark; a senkrecht zum Blättchen, Achsenebene quer zur Faserung; $\alpha = 1{,}71$, $\beta = 1{,}74$, $\gamma = 1{,}76$ ($\pm 0{,}01$); ähnlich auch im Basalt der Santa Monica Mts., Calif.

2. Blaßrötlichbraune klare Schnitte von Iddingsit des Uncompahgre Quadr. Col.: optisch negativ bei ebenfalls großem Achsenwinkel, aber $\varrho > \nu$; $\alpha = 1{,}70$; $\beta = 1{,}72$; $\gamma = 1{,}74 \pm 0{,}01$.

3. Carmelo Bay, Calif. (sogen. Carmeloit), 2V nahe 90° um a mit starker Dispersion $\varrho < \nu$; Doppelbrechung stark, $\beta = 1{,}74 \pm 0{,}01$. Auch in anderen Vorkommen steht die negative Bisektrix ⊥ zur Spaltfläche (010), aber der Achsenwinkel ist klein bis sehr klein. — Farbe bronzegelb mit metallischem Glanz auf der Spaltfläche, hellbraun bis tiefbraun, bräunlichrot. Pleochroismus stark zwischen tief kastanienbraun bis zitronengelb oder gelblichgrün in Querschnitten zur Spaltbarkeit, schwach bis unmerklich in Spaltblättchen. Die tiefen Farben sind nicht immer vorhanden und scheinen besonders bei nicht ganz frischen Vorkommnissen aufzutreten. — In vielen Gesteinen sind die Farben für Schwingungen parallel c tief gelblichgrün, für solche senkrecht zu c hellgrünlichgelb. — H = 2,5. — d = 2,839. Leicht zersetzbar durch HF; mit heißer HCl nach längerer Behandlung vollständige Auflösung unter Ausscheidung pulveriger SiO_2. — Unschmelzbar v. d. L. — Gibt Wasser im Kölbchen, aber weniger als Serpentin. In der salzsauren Lösung wurde Fe, Ca, Mg, in der Flamme Na nachgewiesen. Al fehlt. Doch gibt Arnold-Bemrose auch die Anwesenheit von Al und K an, nennt aber Ca nicht. — Fr. Leslie Ransome (63) gibt an, daß der Iddingsit nach der Vertikalachse faserig gebaut sei. — Manche älteren Angaben über Pseudomorphosen von stark pleochroitischem Serpentin (der Iddingsit erinnert an Bastit) oder von Biotit nach Olivin dürften auf Iddingsit zu deuten sein. Ihm ähnliche Umbildungsprodukte sind seit Lawson vielfach beschrieben; nach Meinung des Verfs. handelt es sich auch hier schwerlich um Verwitterungs-, sondern vermutlich um hydrothermale Vorgänge, zumal der Iddingsit nach manchen Angaben selbst der Verwitterung unterliegt unter Bildung von Serpentin oder Ausscheidung von Eisenhydroxyden.

Nach Kispatič (64) erscheint ein iddingsitartiges Mineral in den Andesiten Nordwestkroatiens auch öfter als Verwitterungsprodukt von Hypersthen. Spaltung ähnlich Biotit; ‖ der Spaltfläche dunkelbraun ⊥ dazu hellbraun

bei dunkeln, grünlichbraun und bräunlichgelb bei lichten Varietäten; ⊥ zur Spaltfläche spitze Bisektrix a mit kleinem Achsenwinkel.

Eine randliche Rotfärbung des Olivins durch ausgeschiedene Eisenoxyde ist äußerst verbreitet und deutet wohl auf randlich höheren Gehalt an dem Fayalitmolekül (Taf. XII, Fig. 3). Merkwürdig ist, daß dabei die äußerste Schale oft ungefärbt bleibt, worauf Al. Sigmund (65) und Möhle (66) aufmerksam machten.

Verdrängungspseudomorphosen von Opal nach Olivin beschrieben Kolenko (67) von der Banks Halbinsel auf Neu-Seeland, A. Schwantke (68) aus Tuffen der Gegend von Ofleiden in Hessen.

In den lamprophyrischen Ganggesteinen der Kalk-Alkaligesteine ist die zuerst von Fr. Becke (69) im niederösterreichischen Waldviertel beobachtete Pseudomorphosierung der Olivineinsprenglinge in einen Filz von Amphibolnadeln mit spärlich beigemengtem Chlorit oder Serpentin und Magnetit außerordentlich verbreitet. Er nennt diese Gebilde Pilit (Taf. XII, Fig. 4). B. Kolenko (70) fand sie auch in Olivindiabasen des Gouvernements Olonetz in Rußland. Vielleicht hängt hiermit die häufige Neubildung von Strahlstein aus serpentinisiertem Olivin in den Serpentinen des kristallinen Schiefergebirges und in Pikriten zusammen. — Auch der Fayalit der alkalischen Granitpegmatite von Rockport wandelt sich nach C. H. Warren (71) randlich in einen sehr eisenreichen Anthophyllit um.

Die Umwandlung von Olivin in Talk findet sich in manchen Minetten und Kersantiten; Pseudomorphosierung durch Biotit beschrieb Sederholm (94).

Die Umwandlung des Olivins in diopsidischen Pyroxen beobachtete Fr. Becke (72) in den Dunitserpentinen aus dem Stubachtale in Tirol, Monteanu-Murgoči (73) in den Karpathen, Brugnatelli (74) im Serpentin des Val Malenco.

Einer durchaus anderen Kategorie von Umwandlungserscheinungen gehören die kelyphitischen Neubildungen aus Olivin und die Umbildung desselben in Amphibolmineralien unter Beeinflussung durch die angrenzenden Gesteinsgemengteile an, welche zuerst A. E. Törnebohm (75) aus schwedischen Gabbrogesteinen beschrieb. Über deren weite Verbreitung und die Beschreibung vgl. d. Buch, Bd. II, 4. Aufl. Stuttgart 1907, 366 ff.) Fayalit liefert dabei (unter Aufnahme von SiO_2) Eisen-Anthophyllit, wie Palmgren (91) und namentlich v. Eckermann (80) zeigten. — Ebenso ist hierher eine sehr merkwürdige Umwandlung des Olivins in grüne Diopsidaggregate mit einem dunklen Mantel von Biotitblättchen zu rechnen, welche in Alkalisyeniten und Essexiten weit verbreitet ist. Derartige Umwandlungen gehören offenbar der Erstarrungsperiode der Gesteine an.

Künstl. Darstellung. Die künstliche Darstellung des Olivins, des Fayalits und der entsprechenden Manganverbindung durch direkte

Schmelzung und daraus erfolgte Kristallisation der Bestandteile allein oder unter Zufügung eines Schmelzmittels ($MgCl_2$, $CaCl_2$ usw.) gelingt überaus leicht und wurde schon von Berthier ausgeführt. Daß aus dem Schmelzfluß eines Gemenges basischer Silikate (Olivin + Pyroxen oder Olivin + Pyroxen + Feldspat) der Olivin zuerst auskristallisiere, wurde durch die Versuche von Daubrée an Meteoriten, ganz besonders durch diejenigen von F. Fouqué und A. Michel-Lévy (76) an Basalten und basaltischen Magmen dargetan. — Bei der neueren Untersuchung des Systems Anorthit—Forsterit—Kieselsäure durch O. Andersen (6) hat sich gezeigt, daß der Olivin in pyroxenführenden Gesteinen seine Kristallisation im allgemeinen vor dem Pyroxen beginnen und beendigen soll, auch zwei Generationen von ihm erscheinen können. Die Verbreitung des Olivins, Fayalits und der entsprechenden Manganverbindung in den Hochofenschlacken ist zu bekannt, um einer Erwähnung zu bedürfen, und wurde in neuerer Zeit besonders von J. H. L. Vogt studiert. — Eine Untersuchung des Systems $MnO—SiO_2$ gab Doerinckel (33).

Aus wässerigen Lösungen (ähnlich vielleicht wie in manchen Lipariten) entsteht nach Schlaepffer und Niggli (77) Fayalit schon bei 470°.

Vork. Aufgewachsen erscheint der Olivin (Chrysolith) nach Michel (36) und nach Couyat (29) in Drusenräumen eines sonst ganz zersetzten Dunites auf der Insel Saint-Jean im Roten Meer. Fayalit findet sich öfter aufgewachsen in liparitischen Gesteinen, zuweilen zusammen mit Tridymit, Quarz und Alkalifeldspat, wie es schon G. Rose beobachtete und Iddings und Penfield (37) aus den Lithophysen des Obsidians im Yellowstone Nationalpark, Lacroix (38) von Thera (Santorin) in Andesit und (88) aus Basalt des Hafnejörd auf Island und andere beschrieben. Sie sind pneumatolytischen Ursprungs. Auch beobachtete Lacroix (39) die Bildung von Fayalit bei der Berührung von erweichtem Andesit mit metallischem Eisen beim Brande von St. Pierre.

Der Olivin der Tiefengesteine, mancher Alkalisyenite, Elaeolithsyenite, Essexite, der Olivingabbros und der Olivinnorite, sowie der älteren konkretionsartigen Ausscheidungen in Eruptivgesteinen, sog. Olivinfelseinschlüsse, ist im allgemeinen nicht idiomorph, sondern hypidiomorph, obschon er älter ist als seine Begleiter. Nur in den poikilitisch struierten Peridotiten pflegt er idiomorph zu sein. Sehr eisenreiche Varietäten scheinen hier nicht vorzukommen, vielmehr ist nach J. H. L. Vogt (106) der Olivin der Peridotite desto Mg-reicher, je größer seine Menge im Gestein ist; dabei wächst mit Mg auch Ni. Nach ihm ist im Mittel in

Gabbro, Norit und Anorthosit Mg_2SiO_4: $Fe_2SiO_4 = 7 : 3$,
Monzonit, Laurvikit und Pulaskit $Mg_2SiO_4 : Fe_2SiO_4$ bis $4{,}5 : 5{,}8$,
Feldspatbasalt meist $Mg_2SiO_4 : Fe_2SiO_4 = 7 : 3$,
Nephelin- und Melilithbasalt Mg_2SiO_4: Fe_2SiO_4 nur ca. $8{,}8 : 1{,}2$.

Der Grund liegt nach V. darin, daß der Schmelzpunkt von Fe_2SiO_4 erheblich niedriger liegt als der von Mg_2SiO_4. Indessen sinkt das Verhältnis MgO : FeO im Olivin des platinführenden Dunits von Lydenburg (Transvaal) nach Duparc (104) auf 1 : 1 und es ist der Olivin des westböhmischen Gabbromassivs gerade da, wo er sehr reichlich (anchimonomineralisch) auftritt nach Slavik (109) Hortonolith mit MgO : (Fe, Mn)O = 1 : 2 ca. Der Olivin im Laurvikit von Bezavona, Madagaskar, ist nach Lacroix (95) Fayalit.

Der Olivin der Tiefengesteine umschließt gern Kriställchen von Magnetit, Ilmenit, Apatit, Picotit und Chromit in regelloser Anordnung. Flüssigkeitseinschlüsse sind nicht selten. In manchen Gabbrotypen sind die Olivine bis zur Undurchsichtigkeit erfüllt mit nadel- und tafelförmigen Mikrolithen von metallischem Habitus, vielleicht einem Titaneisenerz angehörig.

Der Olivin der Gang- und Ergußgesteine, Lamprophyre, Diabase, Melaphyre, Basalte aller Arten, Basanite und Limburgite bildet vorwiegend idiomorphe, allerdings sehr oft stark korrodierte Einsprenglinge der intratellurischen Periode, eine solche Korrosion (und zwar unter Bildung namentlich von Klinoenstatit) ist nach den Untersuchungen von Bowen und Andersen (47) über das System SiO_2—Mg_2SiO_4—$CaAl_2Si_2O_8$ auch zu erwarten. Der Olivin dieser Gesteine ist älter als die Biotite, Amphibole und Pyroxene, die ihn begleiten, besitzt öfter eine recht versteckte, aber schon von van Werveke u. a. [Hyland (40)] bemerkte isomorphe Schichtung mit nach außen zunehmendem Fe-Gehalt, der sich nach Sigmund (41), Becke (42) und Stark (43) in einer Verkleinerung des Winkels der optischen Achsen um a verrät. Er umschließt sehr häufig Magnetit, Chromit, Picotit und Apatit in zierlichen Kristallen, ebenso Glaseier (Taf. XI, Fig. 5) und Flüssigkeitseinschlüsse, unter denen auch solche von flüssiger CO_2 nachgewiesen wurden. Eisenreiche Arten, Hyalosiderit und Fayalit, sind hier recht häufig. In manchen Basalten, besonders solchen mit intersertaler Struktur, zeigt der Olivin gesetzmäßige Verwachsungen mit Ilmenit; die Täfelchen dieses Minerals liegen parallel dem Makropinakoid des gewöhnlich nach der Brachydiagonale gestreckten Olivins und ragen aus diesem heraus in die Gesteinsmasse hinein in oft sehr zierlichen Skeletten, an die sich dann wieder Olivinsäulchen senkrecht ansetzen und so fort, so daß sehr regelmäßige Olivin-Ilmenitsysteme entstehen. (Taf. XIX, Fig. 4.) Sie wurden zuerst von H. Reusch (44) in Basalten von Jan Mayen, dann auch von Schauf (45) im Säulenbasalt von Kesselstadt in der Wetterau, von A. Streng (46) im Dolerit von Londorf, von E. S. Dana (19) in Laven der Sandwichinseln, von Br. Doß (17) in solchen vom Haurân beschrieben. — Seltener findet man in den Ergußgesteinen eine Wiederholung der Olivinbildung in zweiter Generation. — Akzessorisch erscheint der Olivin auch in saueren Eruptivgesteinen und

merkwürdigerweise gern in alkalireichen, wie Trachyten und Phonolithen. — Im ganzen kristallisieren nach Stark (92) eisenreichere Olivine namentlich aus Magmen mit mittlerem oder beträchtlichem SiO_2-Gehalt. Auch die von Hawkes (103) aus Granophyr von Mull (in Berührung mit Quarz der 30,8 % des Gesteins ausmacht!) beschriebenen bis $\frac{1}{2}$ mm großen Einsprenglinge von Olivin sind annähernd Fayalit. Nach den Erfahrungen von Bowen und Andersen (47) müßte man annehmen, daß der Olivin hier vor der Wiederauflösung geschützt war (z. B. durch Umhüllung).

Im Bereich der kristallinen Schiefer ist der Olivin teils akzessorischer, teils wesentlicher Gemengteil in einer Gesteinsreihe, an deren einem Ende Dolomite und dolomitische Kalke stehen, während das andere Ende aus reinen Silikaten mit hohem Mg- und Fe-Gehalt besteht. Zu dieser Reihe gehören manche Amphibolite, Pyroxenite und Eklogite, auch der Eulysit, und manche Talkschiefer. Der Habitus dieser Olivine ist derjenige der Tiefengesteine, doch scheinen die reichlichen Einschlüsse von Eisenerzen zu fehlen. Chromit, Picotit und Pleonast treten nur vereinzelt auf. — Der Olivin dieser Schiefer (wie auch der mancher Tiefengesteine und mancher Olivinknollen der Basalte) zeigt öfter in der optischen Orientierung etwas abweichende, breiten Zwillingslamellen ähnliche Felder mit ziemlich gradlinigen Grenzen, als ob die Individuen (ähnlich manchen Bronziten) eine Knickung unter Translation erfahren hätten. (Taf. XX, Fg. 6.) Sie scheinen zuerst beobachtet von Eichstädt (59), dann von Michel-Lévy (48), der sie als Zwillingsbildungen nach (001) auffaßte, ferner von Becke (49), Weinschenk (50) u. a.; sie bedürfen noch näherer Untersuchung. — In deutlichen Kristallen, aber serpentinisiert, ähnlich wie in dem bekannten Vorkommen bei Snarum, fand R. W. Schäfer (51) Olivin in den metamorphen Gesteinen des Allalin-Gebietes.

Fayalit in kristallinen Schiefern erwähnt Lacroix (52) von Collobrières als Füllmasse 0,5—1 m mächtiger Einlagerungen eines Gemenges von Grünerit, Granat, Apatit und Magnetit; er ist hier kalkhaltig, manganfrei; manganreichen Palmgren (53) aus Eulysit von Södermanland, v. Eckermann (80) in solchem vom Mansjö-Berge, Lovisato (54) solchen aus Granulit von Sardinien.

Als kontaktmetamorphe Bildung ist Fayalit neben Plagioklas, Biotit und namentlich auch Quarz in der Kontaktzone des Brockengranits bei Altenau von Ramdohr (35) beobachtet, ferner der dem Tephroit verwandte zinkhaltige Roepperit im Kalkstein von Stirling, N. Jersey. Tephroit ist von Manganerzlagerstätten (Långban und Naine Nabias bei Aderville, Hts. Pyr.) bekannt; ähnlich ist vielleicht das Vorkommen von San Jose, Calif., wo er nach Rogers (108) zwillingslamelliert ist.

4. Monticellit.

Bei Kristallisation im schmelzflüssigen System SiO_2—CaO—MgO nach Ferguson und Merwin (79) mischbar mit bis 10% Ca_2SiO_4[1]).

Von sehr ähnlicher Form wie Olivin

0,4337 : 1 : 0,5758 vom Rath.

Spaltbarkeit nicht wahrnehmbar (nach Dana deutlich nach 010). — H = 5—6. — d = 3,12—3,275 (an künstlichen Kristallen).

Glasglanz, farblos durchsichtig. a = c, b = a, c = b. Optisch negativ. An Kristallen von Magnet Cove ist nach Penfield und Forbes (25) für Na-Licht:

$\alpha = 1{,}6505$, $\beta = 1{,}6616$, $\gamma = 1{,}6679$; $\Delta = -0{,}0174$; $2V = 75^0\,2'$. $\varrho > \nu$.

(Für den synthetischen reinen Mg—Ca-Monticellit fand Bowen (81) $2V = 90^0$ ca.)

Zerfällt nach Ferguson und Merwin vor dem Schmelzen bei 1498° in Ca_2SiO_4 + MgO + Schmelze, wurde aber im System SiO_2—CaO—MgO schon oberhalb 1500° erhalten. — In Schlacken sind öfter Olivine mit Gehalt an Ca, Zn, Mn neben Fe beobachtet.

Vork. Monticellit war früher nur als Gemengteil metamorpher Kalke bekannt: selten am Vesuv, pseudomorphosiert durch Fassait am Monzoni (nach vom Rath; nach Sustschinsky ist das Muttermineral Forsterit). Im Koppitkalkstein des Kaiserstuhles i. Br. nach Daub (82) und Soellner (83); ferner zusammen mit Xanthophyllit im kontaktmetamorphen Kalk von Crestmore, Calif. nach Eakle (84), und nach Genth (93) bei Magnet Cove Ark. Nach Marg. Brinkmann (101) neben Forsterit in Kalk des Granitkontaktes der Henderson-Grube bei Usakos, Deutsch-Südwestafrika. Aus Schmelzfluß kristallisiert fand ihn Bowen (85) im Alnöit von Isle Cadieux (Quebec) als Umrandungsprodukt von Olivin mit alkalischen Restschmelzen und in Parallelverwachsung mit diesem. Ebenso erscheinen solche Randbildungen um Augit an seiner Berührung mit Biotit als eine Art Entkieselungsprodukt. Analoge Reaktionsränder von Monticellit um Olivin beobachtete Bowen im Alnöit von Alnö, der ihn aber auch in der Grundmasse enthält. Ferner ist gleichartig nach Scheumann (86) das Vorkommen im Polzenit (Vezezit) östlich und nordöstlich des böhmischen Mittelgebirges. Er scheint auch an Resorption von Olivin geknüpft zu sein, die hier infolge Kalkzufuhr zustande kam[1]).

---

[1]) Hallimond (Min. Mag. **19**, 193, 1921) fand in einer Schlacke auch einen M., der nach der Analyse (13,39 MnO, 4,11 FeO, 17,65 MgO, 27,38 CaO, 34,80 SiO_2) 16,5 Mol. % Olivin in fester Lösung enthält. Optische Achsen in (001) mit $2V = 74{,}5^0$ um a || b. $\alpha = 1{,}663$, $\beta = 1{,}674$, $\gamma = 1{,}680$, $\Delta = -0{,}017$ und d = 3,20 stimmen mit der Mischungsregel.

Kalkorthosilikat Ca_2SiO_4

ist in 3 Modifikationen bekannt[1]), aber nur die β-Form, die anscheinend olivinähnlich ist, in der Natur. Diese liegt nach Bowen (85) vor in dem von F. P. Paul (87) beschriebenen „unbekannten" Mineral[2]) aus Nephelin-Eudialyt-Basalt von Shannon Tier, Tasmanien. An diesem fand Paul:

$\gamma - \alpha = 0{,}0279$; $\gamma - \beta = 0{,}0079$; daraus Doppelbrechung negativ[3]), $2V = 64^0\,18'$, daraus und aus der Messung $2E = 135^0\,14'$ (mit $\varrho > \nu$) wurde bestimmt

$$\alpha = 1{,}718,\ \beta = 1{,}738,\ \gamma = 1{,}746,\ \Delta = -0{,}028,$$

was mit den am künstlichen β-Ca_2SiO_4 gemessenen Werten annähernd stimmt.

Spaltbarkeit nach zwei zueinander senkrechten Ebenen, die bessere senkrecht zur Ebene der optischen Achsen.

Phys.-Chem. Scheidet sich im System $CaO—SiO_2$ bei rd. 2090^0 aus der Schmelze aus als α-Ca_2SiO_4; dies wandelt sich unterhalb 1410^0 um in β-Ca_2SiO_4, dieses bei 675^0 in γ-Ca_2SiO_4. Die letztere mit starker Ausdehnung verbundene Umwandlung unterbleibt, wenn die Substanz von Glas oder anderen Gemengteilen rings umschlossen ist.

Wird schon von stark verdünnter Salzsäure angegriffen (die künstliche Verbindung schon von Wasser!).

Literatur.

(1) Starrabba, nach N. J. 1922 I, -172-.
(2) Arzruni, Z. X. **25**, 471, 1895.
(3) Stein, Zeitschr. f. anorg. Chem. **55**, 151, 1907.
(4) Andersen und Bowen, Zeitschr. f. anorg. Chem. **87**, 286, 1914.
(5) Allen, Wright und Clement, Am. Journ. (4) **22**, 391, 1906.
(6) O. Andersen, Am. Journ. (4) **39**, 407, 1915 und N. J. B. B. **40**, 701, 1916.
(7) Weinschenk, Z. X. **28**, 145, 1897.
(8) Daub, Dissert. Freiburg i. B. 1912.
(9) Berg, Centralbl. 1920, 206.
(10) Sustschinsky, Z. X. **37**, 66, 1902.
(11) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **24**, 14, 1901.
(12) Coomáraswámy, Quat. Journ. Geol. Soc. **58**, 399, 1902.
(13) Mierisch, T. M. P. M. **8**, 118, 1886.
(14) Brugnatelli, Z. X. **39**, 216, 1904.
(15) Kalkowsky, Z. X. **10**, 17, 1885.
(16) Rinne, N. J. 1891 II, 272,
(17) Doß, T. M. P. M. **7**, 491, 1886.
(18) E. Cohen, N. J. 1880 II, 23.

[1]) Day, Shepherd und Wright, Am. Journ. **22**, 295, 1906 und Rankin und Wright, dass. **39**, 75, 1915.

[2]) Vergl. auch dieses Werk, 4. Aufl. II, 1449, 1908.

[3]) Nicht positiv, wie P. angibt!

(19) E. S. Dana, Am. Journ. **37**, 441, 1889.
(20) Kreutz, T. M. P. M. **6**, 142, 1885.
(21) Bodmer-Beder, N. J. B. B. **12**, 251, 1899.
(22) Des Cloizeaux, Nouv. Rech. Mém. Inst. France **43**, 591.
(23) Zimanyi, Z. X. **22**, 338, 1894.
(24) Duparc und Pearce, Rech. géol. et pétrogr. l'Oural du Nord, Genf, 1902 I, 125, 159.
(25) Penfield und Forbes, Z. X. **26**, 143, 1896 und Am. Journ. **51**, 129, 1896.
(26) Soellner, Z. X. **49**, 150, 1911.
(27) Keil und Dammann, nach Phys. Ber. **6**, 1095, 1925.
(28) Stark, T. M. P. M. **13**, 450, 1904.
(29) Couyat, Bull. Soc. Min. Fr. **31**, 34, 1908.
(30) Starrabba, nach N. J. 1922 I, - 171 -.
(31) Backlund, Travaux d. Musée Géol. Pierre le Grand, Pétersbourg III, 103, 1909.
(32) Schmutzer, Versl. K. Ak. van Wet. Amsterdam (**16**) A, 362, 1907.
(33) Doerinckel, „Metallurgie" **8**, 207, 1911.
(34) Thaddéef, Z. X. **26**, 76, 1897.
(35) Ramdohr, Centralbl. 1923, 294 und Z. X. **59**, 425, 1924.
(36) Michel, Bull. Soc. Min. France **29**, 360, 1906.
(37) Iddings und Penfield, Am. Journ. **30**, 58, 1885 und **40**, 75, 1891.
(38) Lacroix, nach N. J. 1899 I, - 227 -.
(39) Lacroix, nach Centralbl. 1906, 92.
(40) Hyland, Geol. Mag. (3) **6**, 492, 1889.
(41) Sigmund, T. M. P. M. **16**, 353, 1897.
(42) Becke, T. M. P. M. **17**, 99, 1898.
(43) Stark, T. M. P. M. **23**, 485, 1904.
(44) H. Reusch, The Norwegian North-Atlantic Expedition 1876—1878. Kristiania 1882.
(45) Schauf, Ber. Senckenberg. naturf. Ges. Frankfurt a. M. 1892.
(46) Streng, N. J. 1888 II, 181.
(47) Bowen und Andersen bei Boeke-Eitel, Grundlagen 1923, p. 258.
(48) Michel-Lévy, Mission d'Andalousie, p. 208.
(49) Becke, T. M. P. M. **14**, 274, 1895.
(50) Weinschenk, Abhandl. Bayer. Ak. XVIII, 2, 10, 1894.
(51) R. W. Schäfer, T. M. P. M. **15**, 127, 1896.
(52) Lacroix nach N. J. 1902 I, - 71 -.
(53) Palmgren, Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala **14**, 109, 1907.
(54) Lovisato, Z. X. **35**, 499, 1902.
(55) Rinne, Jahrb. preuß. geol. Land. f. 1892. Berlin 1893.
(56) Soellner, Jahrb. preuß. geol. Land. f. 1901. Berlin 1902.
(57) Becke, T. M. P. M. **14**, 271, 1894.
(58) Steinmann, Sitzungsber. Niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilkde. Bonn 1903. 3. Jan.
(59) Eichstädt, Geol. För. Förh. **7**, 333, 1884.
(60) Lawson, Bull. Dep. Geol. Univ. California **1**, 31, 1893.
(61) Iddings, U. S. Geol. Surv. Monographs **20**, 388.
(62) Arnold-Bemrose, Quat. Journ. Geol. Soc. **50**, 603, 1894.
(63) Ransome, Bull. Dep. Geol. Univ. California **1**, 71, 1893.
(64) Kispatić, nach N. J. 1912 I, - 275 -.

(65) Sigmund, T. M. P. M. **16**, 353, 1897.
(66) Möhle, N. J. B. B. **15**, 84, 1902.
(67) Kolenko, N. J. 1885 I, 1.
(68) Schwantke, Centralbl. 1901, 65.
(69) Becke, T. M. P. M. **5**, 163, 1883.
(70) Kolenko, N. J. 1885 II, 90.
(71) Warren, Am. Journ. **16**, 339, 1903.
(72) Becke, T. M. P. M. **14**, 275, 1895.
(73) Monteanu-Murgoči, Bull. Soc. Sc. Bukarest **9**, 21, 1900.
(74) Brugnatelli, Z. X. **39**, 217, 1904.
(75) Törnebohm, N. J. 1877, 383.
(76) Fouqué und Michel-Lévy, C. R. **93**. 674, 1881 und Bull.Soc. Min. Fr. **4**, 275, 1881.
(77) Schlaepffer und Niggli, Zeitschr. f. anorg. Chem. **87**. 79, 1914.
(78) Magnusson, nach N. J. 1919, - 277 -.
(79) Ferguson und Merwin, Am. Journ. **48**, 81, 1919.
(80) v. Eckermann, Geol. För. Förh. **44**, 263 u. 267, 1923.
(81) Bowen, nach Min. Mag. **20**, 77, 1923.
(82) Daub, N. J. 1913 I, - 216 -.
(83) Soellner, Centralbl. 1912, 311.
(84) Eakle, Journ. Washington Ac. Sc. **6**, 332, 1916.
(85) Bowen, Am. Journ. **3**, 29, 1922 und Journ. Washington Ac. Sc. **11**, 10, 1921.
(86) Scheumann, Abhandl. sächs. Ak. d. Wiss. **32**. No. VII, 733, 1913 und Centralbl. 1922, 509.
(87) Paul, T. M. P. M. **25**, 309, 1906.
(88) Lacroix, C. R. **177**, 369, 1923.
(89) Nikoloff, Centralbl. 1923, 649.
(90) Larsen, U. S. G. S. Bull. 679, 1921.
(91) Palmgren, Bull. Geol. Inst. Upsala **14**, 109. 1917.
(92) Stark, Centralbl. 1924, 44.
(93) Genth, Am. Journ. **41**, 398, 1891.
(94) Sederholm, T. M. P. M. **12**, 106, 1891.
(95) Lacroix, Minéralogie de Madagascar I, 456 u. 488, 1922.
(96) Doelter, T. M. P. M. **22**, 303, 1903.
(97) J. H. L. Vogt, Journ. of Geol. 1, 521, 1893.
(98) L. Michel, T. M. P. M. **32**, 541, 1914.
(99) J. H. L. Vogt, Econ. Geol. **18**, 308, 1923.
(100) Emmons und Calkins, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. **78**, 127, 1913.
(101) Marg. Brinkmann, Zeitschr. f. prakt. Geol. **32**, 39, 1924.
(102) Schwantke, N. J. B. B. **18**, 500, 1904.
(103) Hawkes, Geol. Mag. **62**, 192, 1925.
(104) Duparc, Schweiz. Min. Petr. Mitt. **5**, 164, 1925.
(105) Ernst, N. J. B. B. 52 A, 113, 1925.
(106) J. H. L. Vogt, Videnskabselsk. Skrift. I, 1924, No. 15.
(107) Fr. Ulrich, nach N. J. 1925 I, 325.
(108) Rogers, nach N. J. 1925 I, 493.
(109) Slavik, nach N. J. 1925 II, 117.

Humit.

Von den Mineralien der Humitgruppe ist nur der hier behandelte eigentliche Humit rhombisch, alle andern nach ihren optischen Eigenschaften und ihrer Zwillingsbildung monoklin, ohne daß bei ihnen indessen eine Abweichung des Winkels β von 90^0 nachweisbar wäre. Dabei stehen ihre geometrischen Konstanten in einer merkwürdigen Beziehung zu ihrer, namentlich von Penfield und Howe (1) ermittelten chemischen Zusammensetzung, wie folgende Übersicht erkennen läßt, in die auch der in geometrischer Hinsicht nahestehende Forsterit der Olivingruppe aufgenommen ist.

Forsterit . .	Mg_2SiO_4	$\frac{1}{2}$ b : a : c =	1,0757 : 1 : (1,2601 = 2 × 0,6301)
Prolektit . .	$Mg_3(F,OH)_2SiO_4$ [1]	a : b : c =	1,0803 : 1 : (1,8861 = 3 × 0,6287)
Chondrodit .	$Mg_5(F,OH)_2(SiO_4)_2$	=	1,0803 : 1 : (3,1447 = 5 × 0,6289)
Humit . . .	$Mg_7(F,OH)_2(SiO_4)_3$	=	1,0803 : 1 : (4,4033 = 7 × 0,6290)
Klinohumit .	$Mg_9(F,OH)_2(SiO_4)_4$	=	1,0803 : 1 : (5,6588 = 9 × 0,6287)

In vorstehenden Formeln kann ein Teil des Si durch Ti vertreten werden, Mg durch Fe, Mn, Be, Zn.

Humit. $Mg_7(F, OH)_2(SiO_4)_3$, mit wechselnder Vertretung des Mg durch Fe.

Morph. Kristallformen sehr selten erkennbar an den gesteinsbildenden Humiten. Runde bis eiförmige Körner, die Längsrichtung dann bald nach der Vertikalen, bald nach der Brachydiagonalen. — Zwillinge nach einem Querprisma (107) oder (307) nicht eben selten, teils mit unregelmäßiger Durchdringung, teils lamellar.

001 : 111 = 80^0 32′ 001 : 107 = 30^0 13′ 001 : 101 = 76^0 13′
100 : 111 = 47^0 56′ 001 : 307 = 60^0 13′
010 : 111 = 43^0 37′.5 001 : 011 = 77^0 12′.

Die regelmäßigen Verwachsungen der Glieder der Humitgruppe untereinander und mit Forsterit sind von besonderer Bedeutung, weil dabei die in der vorstehenden Übersichtstabelle angenommenen Koordinatenachsen (und ebenso die Zwillingsebenen) einander parallel liegen. Man vergl. darüber namentlich Th. Vogt (2), Brugnatelli (3) und O. Mügge (4). Sie erfolgen meist so, daß die Grenzen der Individuen ganz unregelmäßig verlaufen oder das eine in schmalen Rändern das andere umfaßt.

Koh. Spaltung nach (001) in hinreichend dünnen Schliffen deutlich. Unregelmäßige Zerklüftung, wie bei Olivin, sehr verbreitet. Bruch unvollkommen muschlig. — H = 6,5. — d = 3,1—3,2.

Opt. Glasglanz. Farblos, gelb in verschiedenen Nuancen, kastanienbraun, rotbraun. Im Dünnschliff farblos oder gelblich, Lichtbrechung

[1] Analyse fehlt. Die angegebene Zusammensetzung ist von Hj. Sjögren (5) nur vermutet auf Grund des Achsenverhältnisses.

kräftig, starke positive Doppelbrechung. $\mathfrak{a} = \mathfrak{a}$, $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$, $\mathfrak{c} = \mathfrak{b}$. — Am Humit von Nordmarken nach H. Sjögren (5)

$$2V_{li} = 68^0\,1', \quad 2V_{na} = 67^0\,54', \quad 2V_{tl} = 67^0\,44'.$$
$$\beta_{na} = 1.643, \qquad \Delta = +\,0{,}032{-}0{,}038.$$

Larsen (8) fand an Kristallen von der Mte. Somma

$$\alpha = 1{,}617, \quad \beta = 1{,}624, \quad \gamma = 1{,}652 \pm 0{,}005, \text{ also } \Delta = \pm\,0{,}035.$$

Pleochroismus bei gelber Farbe nach Michel-Lévy und Lacroix (6): $\mathfrak{a}$ = goldgelb, $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$ = blaßgelblich bis farblos.

Phys.-Chem. Schmilzt nicht v. d. L. Schmelzpunkt unbekannt. Mit Säuren unschwer gelatinierend.

Vork. Der Humit ist ein nicht eben häufiger Gemengteil körniger Dolomite und Kalke. A. Michel-Lévy und Lacroix (6) erkannten als hierher gehörig einen Humit aus den Kalken von Llanos de Juanar, Serrania de Ronda, Andalusien. In den Kalken der Kontaktlagerstätte von Reichenstein i. Schl. beobachtete Berg (7) einen „Humit", von dem aber nicht ermittelt zu sein scheint, ob er rhombisch ist, zusammen mit Forsterit. In den Kalkblöcken des Vesuv.

Literatur.

(1) Penfield und Howe, Z. X. **23**. 78. 1894.
(2) Th. Vogt, Videnskabselsk. Skrift. I, No. 5, 1912.
(3) Brugnatelli, Z. X. **39**, 218, 1904.
(4) O. Mügge, N. J. B. B. **16**. 409, 1903.
(5) Hj. Sjögren, nach N. J, 1894 II, - 236 - und 1897 I, - 433 -.
(6) Michel-Lévy und Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **9**, 81, 1886.
(7) Berg, Zentralbl. 1920, 206.
(8) Larsen, U. S. Geol. Survey, Bull. **679**, 88, 1921.

Lievrit.

Chem. Zus. $CaFe^{II}_2\,Fe^{III}(OH)(SiO_4)_2$, mit wechselnder, bis zu fast 9% steigender Vertretung von Fe^{II} durch Mn.

Morph. Rhombisch, holoedrisch, auch nach den von Böggild (1) untersuchten Ätzfiguren.

0,6665 : 1 : 0,4227 (Des Cloizeaux).

Mit dem Gehalt an Mn wachsen die Achsen a und c. — $110 : 1\bar{1}0 = 67^0\,22'$, $101 : \bar{1}01 = 67^0\,11'$.

(110), (120), (210) u. a. Prismen, (101), (111), (010) u. a. Formen. Prismen vertikal gestreift, (101) und (111) oft parallel ihrer Kante. Habitus schlank säulenförmig nach der Vertikalachse, selten abgeplattet nach (010). — Stengligfaserige Aggregate. Derbe Massen.

Koh. Spaltung nach (010) deutlich, auch, aber mikroskopisch selten wahrnehmbar, nach (001) und (100). Bruch uneben. H = 5,5—6. d = 4,065 (Böggild).

Opt. Lebhafter Glasglanz, oft ins Halbmetallische oder etwas fettartig. Farbe sammetschwarz bis eisenschwarz. Strich schwarz, ins Bräunliche oder ins Grünliche. Nur in dünnsten Lagen durchscheinend mit brauner oder grüner Farbe. — Ebene der optischen Achsen ist (100), die Vertikalachse spitze Bisektrix eines großen 2V nach Lorenzen (2) an grönländischem Lievrit. Nach O. B. Böggild (1) ist ebenso a = b, b = a, c = c und der Charakter also positiv. — Pleochroismus deutlich mit bräunlichgelb für Schwingungen parallel a, braun parallel b, grün parallel c, Absorption c > b > a mit fast vollständiger Absorption der nach c und b schwingenden Strahlen, übereinstimmend nach Böggild an grönländischem, L. Gentil (3) an algerischem Lievrit und nach Beobachtungen von E. A. Wülfing, der an einem Prisma von 12° $\beta = 1{,}89$ bestimmte und 2 E auf etwa 60° schätzte.

Nach den Bestimmungen Larsens (4) an Kristallen von Elba und Japan wäre der L. optisch negativ, der Achsenwinkel klein bei sehr starker Dispersion $\varrho < \nu$, $\gamma = 1{,}91—1{,}92$ ($\pm 0{,}01$); der Pleochroismus stark, mit $\alpha = \beta =$ dunkelgrün (fast undurchsichtig), $\gamma =$ blaßgelblichbraun. Diese Angaben weichen von den früheren mehrfach ab, worüber sich L. nicht äußert.

Nach Böggild zeigt der Lievrit deutlichen Pleochroismus auch im reflektierten Lichte; Schwingungen parallel c haben grünliche, solche nach a und b bräunliche Farbe.

Phys.-Chem. Schmilzt v. d. L. leicht zu magnetischer Kugel. Schmelzpunkt unbekannt. — Gelatiniert leicht mit HCl. — Oberflächlich ist der L. oft mit einer Haut von Eisenoxyden überzogen. Nach Mügge (5) sind diese Zersetzungshäutchen z. T. kristalline, die dann auf allen Flächen die gleiche zum Lievrit gesetzmäßige Orientierung haben und sich beim Erhitzen wie Goethit verhalten. Mit dieser Zersetzungshaut hängt auch der blaue damaszierte Schimmer mancher Kristalle zusammen. — Künstliche Darstellung scheint bisher nicht versucht.

Vork. Der Lievrit ist in erster Linie ein Kontaktmineral, hervorgegangen aus Eisenerzen, die metamorphosierten Kalken eingelagert waren. In Nassau ist er bei Herborn, Herbornseelbach und Roth weit verbreitet im Kontakt von Diabas mit devonischem Tentaculitenschiefer in Gesellschaft von Manganpyroxen. Ramdohr (7) erwähnt ihn aus metamorphen Eisenerzen vom Spitzenberg bei Altenau i. Harz. Bei Kupferberg i. Schl. fand ihn G. Berg (6) in kontaktmetamorphem Magneteisenerz. Auf den Eisenerzlagern von Rio Marino und Capo Calamita auf Elba findet er sich zusammen mit grünem Augit in Marmor, ähnlich bei Campiglia (Toskana) zusammen mit

Bustamit. Auch auf Sardinien fanden ihn Manasse (8) und Comucci (21) als Kontaktprodukt; ebenso liegt er nach Frenzel (9) auf Seriphos (Cycladen) massenhaft am Kontakt zwischen Glimmerschiefer und Kalkstein. Ebenfalls in Begleitung von Kontaktmineralien, nämlich Topazolith und Bustamit, beschreibt ihn Gentil (3) auf Eisenerzgängen in metamorphen Sedimentresten am Kap Bou-Garonne (Algier) und Sundius (11) aus Skarn von Dannemora (Schweden). Kontaktlagerstätten scheinen auch jene von Shasta Co., Kalifornien (mit Magneteisen und Hedenbergit in Kalkstein) zu sein [Prescott (12)], ebenso die von der Insel Vancouver (Baseley Sound) nach G. C. Hoffmann (13) mit Andradit und Tremolit und von Owyhac Cty., Idaho, nach Shannon (14). Bergeat (18) beschreibt das Vorkommen von Aranzazu (Zacatecas), das dem von Campiglia Marittima ähnlich ist.

Andersartig sind die nicht seltenen Vorkommen als Umwandlungsprodukt von Arfvedsonit und Ägirin in Alkalisyeniten, Alkaligraniten und Eläolithsyeniten Grönlands, wo er in zersetzten pegmatitischen Gängen von Albit, Granat, Flußspat und Eisenglanz begleitet wird; ebenso das von Öie in Valdres im Hochgebirge des südlichen Norwegens, wo ihn V. M. Goldschmidt (15) als Sekundärbildung beobachtete.

Pneumatolytischer Entstehung sind sicher auch die Vorkommen in Tuffen von Pianura u. a. Orten der Campagna nach Zambonini (16), ebenso vom Mte. Olibano (Phlegräische Felder) nach Weinschenk, ebenso die als Breislakit bekannten und zuerst von Weinschenk (17) als Lievrit angesprochenen äußerst feinen Härchen. Weinschenk fand ihn in allerdünnsten Spaltblättchen nach (010) deutlich pleochroitisch; der parallel der Hauptzone schwingende Strahl wurde vollständig absorbiert. Die dazu senkrecht schwingenden Strahlen waren dunkelbraun, die Doppelbrechung kräftig, die Auslöschung anscheinend parallel der Faserachse, welche aber negativen Charakter zeigte. — 110 : 010 = 55° 58′—56° 20′. — Spaltung nach einer Fläche der Hauptzone deutlich. — Sehr leicht schmelzbar und leicht unter Ausscheidung gelatinöser Kieselsäure in HCl löslich. In der Lösung wurde das Eisen vorwiegend als Oxyd erkannt und ein Ca-Gehalt nachgewiesen. — Das Auftreten des Breislakits in der Vesuvlava von 1895 bis 1899 beobachtete R. V. Matteucci (19).

Auch Panichi (20) konnte die Weinschenksche Deutung durch Messung mehrerer Winkel und Bestimmung der Dichte (4,02 an schwarzen, 3,66 an rotbraunen Kriställchen) für Kristalle von Vulcano bestätigen. Auch für das Vorkommen vom Vesuv (Eruption 1906) kam er zu dem gleichen Ergebnis [1]).

[1]) Sehr feine, als Breislakit bezeichnete Härchen in den Laven des Vesuvs von 1850 der Göttinger Sammlung sind nach allen Eigenschaften braune Hornblende.

Literatur.

(1) Böggild, Meddelelser om Grönland **25**, 43, 1902.
(2) Lorenzen, Meddelelser om Grönland **2**, 67, 1887; Min. Mag. **5**, 63; Z. X. **7**, 609, 1883 und **9**, 243, 1884.
(3) Gentil, Bull. Soc. Min. Fr. **18**, 412, 1895.
(4) Larsen, U. S. Geol. Surv. Bull. **679**, 91, 1921.
(5) O. Mügge, Zentralbl. 1917, 82.
(6) Berg, Zeitschr. f. prakt. Geol. **26**, 177, 1918.
(7) Ramdohr, Zentralbl. 1923, 292.
(8) Manasse, nach Chem. Centralbl. 1916 II, 160.
(9) Frenzel, T. M. P. M. **14**, 124, 1895.
(10) Panichi, nach N. J. 1914, II, - 204 -.
(11) Sundius, Geol. För. Förh. **37**, 299, 1915.
(12) Prescott, Am. Journ. **26**, 14, 1908.
(13) G. C. Hoffmann, nach Z. X. **23**, 507, 1894.
(14) Shannon, Am. Journ. (4) **45**, 118, 1918.
(15) V. M. Goldschmidt, Videnskabselsk. Skrifter I, No. 2, p. 50, 1916.
(16) Zambonini, nach N. J. 1922 II, - 139 -.
(17) Weinschenk, Z. X. **37**, 442, 1903.
(18) A. Bergeat, N. J. B.B. **28**, 567, 1909.
(19) Matteuci, Centralbl. 1901, 48.
(20) Panichi, nach N. J. 1914 II, - 204 -.
(21) Comucci, nach N. J. 1924 II, 358.

Cordierit.

Chem. Zus. $H_2O \,.\, 4\,(Mg, Fe)\,O \,.\, 4\,Al_2O_3 \,.\, 10\,SiO_2$ nach Farrington (1), dessen Ergebnisse neuerdings von Wülfing und Oppenheimer (2) bestätigt wurden. Meist geringe Vertretung des Fe durch Mn, des Al durch Fe^{III}; auch kleine Mengen Alkalien pflegen vorhanden zu sein, kein Ca, kein Ti.

Morph. Rhombisch, holoedrisch,

0,5871 : 1 : 0,5585 Miller.

(110), (130), (100), (010), (001), (112), (111), (131), (011), (021), (101) u. a. Formen.

Habitus kurz prismatisch (Fig. 48) und oft scheinbar hexagonal, mit Abschluß durch (001). Zwischen dieser Fläche und den Flächen der Vertikalzone treten als schmale Abstumpfungen die Pyramiden und Domen auf, fehlen aber in den Gesteinen meistens ganz. — Zwillinge nach (110), selten als Berührungszwillinge und Drillinge, fast immer als Durchkreuzungsdrillinge ausgebildet, mit nach außen gewendetem (010), wie Fig. 49, 50 und Taf. XII, Fig. 5 darstellen. Die vertikalen Kanten oft gekerbt durch das Zusammenstoßen zweier Prismen- oder Querflächen. — Berührungs- und Durchkreuzungsdrillinge nach (130), von A. von Lasaulx (3) an Auswürf-

lingen des Laacher Sees entdeckt, mit nach außen gewendeten Prismenflächen. Das Schema dieser Zwillingsbildung gibt Fig. 51 c, einen Berührungsdrilling Fig. 51 a, einen Durchkreuzungsdrilling Fig. 51 b nach Max Koch (4), der eine sehr eingehende Studie über Cordieritzwillinge im Kersantit von Michaelstein am Harz lieferte, und dem auch Fig. 50 entnommen ist, die eine Kombination dieser beiden Zwillingsgesetze zeigt. Die Unterscheidung

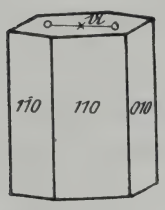


Fig. 48.

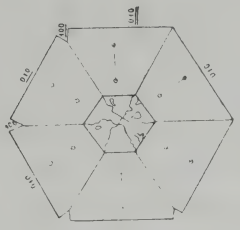


Fig. 49.

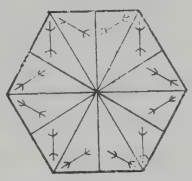


Fig. 50.

dieser Zwillingsgesetze nach den wenig abweichenden Winkeln der Prismen (110) und (130) ist nicht erfolgt, sie ist auch kaum möglich durch die optische Orientierung ohne sehr genaue Messungen. Eine Bestätigung der Verschiedenheit beider Verwachsungsarten ist wohl nur durch genaue Messung aufgewachsener Kristalle zu erreichen, denn die Verwachsungsebenen sind kaum maßgebend, da sich die Individuen vielfach ganz unregelmäßig durchdringen.

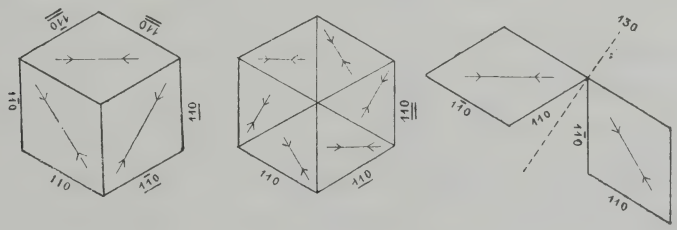


Fig. 51 a—c.

Gerundete Ecken und Kanten führen zu Spindel-, Tonnen- und Körnerform. — Derbe Massen.

$110 : 1\bar{1}0 = 60^0\,50'$ $001 : 111 = 47^0\,48'$ $001 : 021 = 48^0\,10'$.
$130 : \bar{1}30 = 59^0\,10'$ — $011 = 29^0\,11'$
$001 : 112 = 28^0\,53'$ — $101 = 43^0\,34'$.

Koh. Spaltung nach (010) wenig deutlich und im Dünnschliff sehr selten wahrnehmbar. — Absonderung und schaliger Bau nach (001) verbreitet und oft sehr deutlich, wie A. Osann (11) an Cordieriten der Andesite vom Hoyazo (Cabo de Gata) beobachtete. — Unregelmäßige Zerklüftung gibt sich sehr allgemein durch krumme und regellose Sprünge zu erkennen, zumal

bei beginnender Umwandlung. Bruch flachmuschlig. H = 7—7,5. — d = 2,59—2,66, schwankend mit dem Gehalt an schweren Metallen nach Wülfing und Oppenheimer (2); an wasserhellen Kristallen aus Brasilien nach Groth (12) d = 2,67.

Opt. Glasglanz, auf Bruchflächen ins Fettige. Farbe grau, blau in verschiedenen Tönen, gelblich, bräunlich, weißlich; im durchfallenden Licht farblos oder je nach der Schnittlage bläulich, gelblich, bräunlich. — Schwache Lichtbrechung und schwache negative Doppelbrechung[1]). a = b, b = c, c = a (Fig. 48).

Nach den genauen Messungen der Brechungsindizes durch Offret (5) und Wülfing und Oppenheimer (2) nimmt die Brechung zu mit steigendem Gehalt an Schwermetallen (vergl. Tabelle); dabei bleibt die Doppelbrechung $\Delta = \gamma - \alpha$ annähernd konstant, während $\beta - \alpha$ zu-, $\gamma - \beta$ abnimmt. Die Dispersion der Doppelbrechung N ($\gamma - \alpha$) ist + 33,7, also schwach, etwa wie bei Quarz.

	% Fe[2])	d	2 V	$\frac{\alpha+\beta+\gamma}{3}$	$\Delta = \gamma-\alpha$ in Einheiten der 4. Dezimale	$\gamma-\beta$	$\beta-\alpha$
Haddam	6,00	2,660	43° 26′	1,5576	90	11	79
„ (Farrington) .	4,36	2,610	—	—	—	—	—
Ceylon	—	2,585	63° 24′	1,5420	75	22	53
Guilford (Farrington)	4,25	2,607	—	—	—	—	—
Guilford	—	2,605	64° 57′	1,5449	80	23	57
Bodenmais[3]	5,10	2,603	65° 36′	1,5449	86	26	60
Ibity	—	2,600	66° 56′	1,5446	80	27	53
Tvedestrand	3,71	2,581	69° 26′	1,5397	70	22	48
Ibity (Duparc) . . .	3,99	2,593	72° 37′	1,5440	85	33	52
Orijärvi	4,33	2,581	79° 54′	1,5369	76	34	42
Cabo de Gata . . .	—	2,571	85° 34′	1,5390	86	41	45

Die Dispersion der optischen Achsen ist schwach $\varrho < \nu$ um a. Der Achsenwinkel wird durch Temperaturerhöhung vergrößert.

Pleochroismus, in dickeren Platten sehr auffallend, ist im Dünnschliff oft gar nicht wahrnehmbar, oft deutlich in Schnitten ∥ c. Für die Achsenfarben gilt nach Wülfing und Oppenheimer (2)

a = b	>	b = c	>	c = a
dunkelblauviolett		blauviolett		hellgrauorange

[1]) Optisch positiven C. beobachtete Krishnan (Geol. Mag. **61**, 559, 1924); er vermutet als Ursache stärkere Ersetzung des MgO durch FeO; auch R. Brauns (44) erwähnt unter den C. des Laacher See-Gebietes optisch positiv einachsigen mit a = b dunkelhimmelblau, c ∥ c = hellblau bis farblos.

[2]) Metallisches Eisen, berechnet aus FeO + Fe_2O_3.

[3]) Die früheren abweichenden Angaben von M. Koch sind durch Messungen von Ed. Schmidt [bei Wülfing (6)] berichtigt.

Übrigens wechseln die Farben mit dem Vorkommen ziemlich stark. Nach manchen Angaben wird der Pleochroismus durch Glühen verstärkt; das scheint auch für die natürlichen Vorkommen zuzutreffen insofern, als die Cordierite in jüngeren Eruptivgesteinen meist deutlicher gefärbt sind als andere. Die Natur der Färbung ist nicht ermittelt. — In Platten senkrecht zu den optischen Achsen sind Absorptionsbüschel sichtbar.

Am Cordierit wurden zuerst von Rosenbusch (7) die pleochroitischen Höfe beobachtet in der Form gelber Flecke, die um punktförmige Einschlüsse genau kreisförmig sind, um größere Einschlüsse als farbiger Rand von der Breite jener Kreisradien (bis rd. 0,04 mm) erscheinen. Nach Mügge (8) und Joly (9) beruhen sie auf α-Strahlung, die vom radioaktiven Einschluß ausgeht, und lassen sich durch Bestrahlung mit Radium innerhalb weniger Tage auch künstlich hervorrufen. Die stärkste Färbung zeigen Schnitte nach (100), gar keine solche nach (001); stets sind in Schnitten nach (hk0) die Schwingungen nach c eigelb bis rötlichgelb, jene $\perp$ c farblos. Die Färbung beruht auf einer Verstärkung der Absorption im Blau und Violett und ist mit einer erheblichen Erhöhung der Brechung und Schwächung der Doppelbrechung verbunden. Hövermann (10) maß an einer Platte nach (100) vom Ural, die $2\frac{1}{2}$ Monate mit einem Kupferblech auf dem Polonium niedergeschlagen war, bestrahlt war (α-Strahlen), folgende Veränderungen der Brechungsindizes:

	$\alpha'-\alpha$	$\beta'-\beta$	$\gamma'-\gamma$
Li	0,0053	0,0025	0,0034
Na	0,0049	0,0023	0,0029
Tl	0,0044	0,0023	0,0019

Da $\gamma'-\gamma$ erheblich stärker mit der Wellenlänge variiert als $\alpha-\alpha'$ und $\beta-\beta'$, ist auch eine erhebliche Dispersion der optischen Achsen eingetreten; während die Doppelbrechung vorher negativ war, ist sie jetzt für die Wellenlängen $> 620\ \mu\mu$ positiv geworden. Die Folge davon ist eine erhebliche Dispersion auch der Auslöschungsrichtungen in Schnitten, deren Normale nahe einer der optischen Achsen, aber außerhalb der Achsenebene liegt. Diese Verminderung der Doppelbrechung und Dispersion der Auslöschungsrichtungen ist auch in solchen Fällen oft noch deutlich, wo die Gelbfärbung kaum noch zu erkennen ist.

Die Höfe sind bisher ausschließlich in Cordierit älterer (vortertiärer) Gesteine beobachtet [1]), am stärksten um große Zirkone nordischer (? archäischer) Gesteine. Um größere Zirkone beobachtet man öfter zunächst eine isotrope

[1]) Alleinige Ausnahme bisher ein sehr schwacher Hof um Zirkon in cordierithaltigen Einschlüssen des Andesits vom Cabo de Gata, wo es aber zweifelhaft bleibt, ob der Cordierit vom Alter des Andesits oder älter ist.

Zone (anscheinend bestehend aus einem quasi isotropen, sehr fein körnig-schuppigen Zersetzungsprodukt, und erst um diese herum den pleochroitischen Saum. Es ist sehr wahrscheinlich, daß hier unter dem Einfluß der α-Strahlung chemische Zersetzung der dem Zirkon benachbarten Zone des C. stattgefunden hat. Auch erscheint zuweilen zwischen dem Zirkon und dem gelben Hof noch ein lilablauer oder eine farblose Zone (Taf. IV, Fig. 6). Um kugelige Monazite beobachtete C h a k o (13) Höfe in Cordierit des Diorits von Teruwulla, Travancore, Indien.

Die pleochroitischen Höfe verschwinden beim Erhitzen; die Abhängigkeit der dazu erforderlichen Zeit von der Temperatur ermittelte G u d d e n (15); sie beträgt danach bei 660° mehrere Minuten, bei 750° erfolgt die Entfärbung fast augenblicklich.

Die Färbbarkeit durch α-Strahlen ist geeignet, Cordierit von Quarz und event. Plagioklas zu unterscheiden.

Phys.-Chem. Zustandsänderungen sind vom n a t ü r l i c h e n Cordierit bisher trotz seiner Mimesie nicht bekannt. V. d. L. nur sehr schwer schmelzbar. R a n k i n und M e r w i n (16) erhielten durch Schmelzen von C. bei 1440° ein Gemenge von Glas und Sillimanit. 5 Minuten langes Erhitzen wasserhaltigen Cordierites auf 600° erniedrigte seinen Brechungsexponenten um 0,010 (vergl. unten). Im System $MgO—Al_2O_3—SiO_2$ ergab sich Mischbarkeit mit SiO_2 bis zur Zusammensetzung $MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2$. Auch entstand aus dem Glase unterhalb 900° eine (bei höherer Temperatur in die gewöhnliche übergehende) instabile μ-Modifikation (die in der Natur nicht bekannt ist). Von Säuren nur sehr schwer und unvollständig gelöst. — Zur chemischen Unterscheidung von Quarz im Dünnschliff isoliert man die zu untersuchende Stelle durch einen kleinen Ring von Kanadabalsam und trägt ein Tröpfchen Flußsäure auf. Es bilden sich die charakteristischen Kriställchen des Magnesiumkieselfluorids (Bd. I. 1, Taf. VIII, Fig. 1) und nach Reinigung des Schliffes erweist sich die Oberfläche mit Ätzfiguren bedeckt. Auch mit heißer Schwefelsäure, die den Quarz nicht angreift, erhält man auf Cordierit Ätzfiguren.

Mit der besonders in den Graniten und Gneisen allgemein verbreiteten U m w a n d l u n g der Cordierite hat sich besonders A. G a r e i ß (41) beschäftigt, bei dem man auch eine eingehende Berücksichtigung der Literatur findet. Die Umwandlung geht besonders von der schaligen Absonderung nach (001), dann von der Spaltfläche (010), hier und da unter Mitwirkung der Prismenflächen aus und schreitet also auf sich rechtwinklig kreuzenden Bahnen, seltener auf regellos verlaufenden Sprüngen vor, mehrfach beginnend mit einer deutlichen Abnahme der Doppelbrechung des Cordierits bis auf Null, und stets zu schuppigen, blätterigen oder auch faserigen Neubildungen führend, die aus wechselnden Mengen von Glimmermineralien, vorwiegend Muscovit, spärlicher Biotit und Paragonit, und aus Chlorit bestehen, denen Eisen-

hydroxyde oder Hämatit beigemengt sind. Solche Umwandlungsprodukte, bezw. diese zusammen mit den Cordieritresten, führen in der Mineralogie die Namen Aspasiolit, Chlorophyllit, Bonsdorffit, Esmarkit (z. T.), Pinit, Oosit, Prasiolith, Gigantolith, Fahlunit und Pyrargillit. Je nachdem diese Substanzen vorwiegend aus Glimmer mit untergeordnetem Chlorit oder aber aus vorherrschendem Chlorit mit untergeordnetem Glimmer bestehen, und je nachdem in der Pseudomorphose die schalige Absonderung nach (001) des Cordierits deutlich erhalten bleibt oder nicht, unterscheidet Gareiß vier Typen. Pinit würden dann die vorwiegend aus Muscovit bestehenden, nicht schalig abgesonderten, Gigantolith die vorwiegend aus Glimmer bestehenden und deutlich nach (001) schaligen, Prasiolith die vorwiegend aus Chlorit bestehenden, nicht schalig abgesonderten und Chlorophyllit die vorwiegend aus Chlorit bestehenden, nach (001) schaligen Pseudomorphosen zu nennen sein. Bei Gigantolith und Chlorophyllit sind insgemein die Glimmer und Chloritblättchen größer und gut parallel geordnet, bei Pinit und Prasiolith kleiner und wirrer gelagert. Soweit die Umwandlung vorschreitet, verschwinden die pleochroitischen Höfe, während die eingeschlossenen Sillimanitnadeln (auch Disthenstengel nach Gareiß) und Spinellkörner erhalten bleiben.

Es ist Hussaks (30) Verdienst, nachgewiesen zu haben, daß Cordierit auch jenes Mineral ist, das, mindestens in vielen Fällen, speziell den Knoten der kontaktmetamorphen Schiefer der Tiefengesteine, und zwar oft in solcher pinitisierter Form, zugrunde liegt, indem er in ihnen Durchschnitte auffand, die trotz der Umwandlung noch den Zwillingsbau des C. deutlich erkennen ließen. Zu diesen umgewandelten Cordieriten gehören ferner nach Mügge (43) auch die Knoten in den durch Diabaskontakt metamorphosierten Schiefern des Harzes und (seltener) auch des rheinischen Schiefergebirges, die als Spilosite und Desmosite bekannt sind. Die Knoten (Taf. XX, Fig. 3) zeigen vielfach noch deutlich die rechteckigen Längs- und pseudohexagonalen Querschnitte und in beiden, namentlich auf angeschliffenen und benetzten Flächen, zuweilen auch noch u. d. M., die Spuren der Anwachskegel und der Zwillingsgrenzen, ähnlich wie in den unten nach Kikuchi beschriebenen Kristallen und noch mehr übereinstimmend mit der Ausbildungsweise von Cordieriten, wie sie Hussak (42) im Kontakt von Sandstein mit Augitporphyrit von Rio Tieté (San Paulo, Brasilien) beobachtete. Sie erscheinen in den Diabasen zuweilen in zwei Generationen, einer älteren von größeren Knoten und einer jüngeren, 5—15mal kleineren, wobei letztere aber in der unmittelbaren Umgebung, dem Kristallisationshofe der ersteren, fehlen, wie es auch bei Kristallisation aus Schmelzfluß öfter zu sehen ist. Die Pinitisierung des Cordierit ist hier, wie wahrscheinlich auch in vielen

anderen Fällen, keine Verwitterungserscheinung, sondern anscheinend veranlaßt durch eine Zufuhr von Alkalien, namentlich Kali, aus dem Magma oder Magmenresten des Diabases bei noch hoher Temperatur, also pneumatolytischer oder hydrothermaler Art; sie ist daher auch nicht vom Klima abhängig [z. B. sind auf Madagaskar nach Lacroix (33) die Cordierite viel weniger zersetzt als meist in gemäßigten Klimaten].

Die künstliche Darstellung des Cordierits versuchte L. Bourgeois (14). Ein Gemenge von der Zusammensetzung des Cordierits wurde geschmolzen und längere Zeit in breiigem Zustande erhalten. Nach der Erkaltung lag ein durchaus kristalliner Kuchen vor, der neben einem Magnesiapyroxen wesentlich aus einem Mineral mit den Eigenschaften des Cordierits zu bestehen schien. — Jos. Morozewicz (26) stellte Cordierit aus einer Schmelze von andesitischer Zusammensetzung dar.

In dem von Rankin und Merwin (16) untersuchten System SiO_2—Al_2O_3—MgO erscheint ein cordieritähnliches Mineral der Zusammensetzung $2\,MgO\,.\,2\,Al_2O_3\,.\,5\,SiO_2$ als einzige ternäre Verbindung, und zwar in zwei Modifikationen: (α) in sechsseitigen Prismen mit Endfläche, fast optisch einachsig, negativ, mit anderen Ausscheidungen des Systems anscheinend isomorph mischbar und daher mit Schwankungen seiner Brechungsindizes für ω zwischen 1,522—1,528, ε zwischen 1,519—1,524, wobei bemerkenswert, daß diese Indizes kleiner sind als die der gleich zusammengesetzten Gläser. Durch Kristallisation der letzteren unterhalb 900° entsteht zunächst eine unbeständige radialfaserige Modifikation (μ), die bei 925—1150° in (α) übergeht, während die Umwandlung von (α) in (μ) durch längeres Erhitzen auf unterhalb 925° nicht gelang. Rankin und Merwin vermuten, daß durch Eintritt von FeO für MgO das Cordieritfeld des Systems nach und nach ganz verschwindet.

Vork. In den Einschlüssen von tonig-sandigen Sedimenten in jüngeren Eruptivgesteinen ist der C. eine der häufigsten Neubildungen und wird dann vielfach begleitet von Sillimanit, auch von rhombischem Pyroxen. Namentlich in dem aus braunem (oder gebleichtem) Biotit der Sandsteine entstandenen dunklen (oder hellen) Glas findet er sich meist in sehr kleinen, scharf begrenzten pseudohexagonalen kurzen Säulen (vielfach mit Glaseinschlüssen von der Form des Wirtes), an denen im Querschnitt nur eben noch die Zwillingsbildung zu erkennen ist.

Ramdohr (17) konnte nachweisen, daß dabei die aus demselben Biotitblättchen hervorgehenden Cordierite öfter die gleiche (gesetzmäßige) Orientierung zum Glimmer einnehmen [1]). Die Zahl der bekannt gewordenen

[1]) Was auch von Interesse ist angesichts der z. T. gesetzmäßigen Orientierung auch der aus demselben Cordierit bei seiner Zersetzung (Pinitisierung) hervorgehenden Glimmer.

Fundorte für Neubildungen von Cordierit in Einschlüssen ist sehr groß, namentlich aus Basalten Mitteldeutschlands (Taf. XIII, Fig. 2), der Eifel, des niederrheinischen Vulkangebietes. Die erste richtige Deutung der früher für Nephelin gehaltenen Cordieritkriställchen in verglasten Sandsteinen (sogen. Buchiten) verdankt man Zirkel (18). Sie gleichen durchaus den Durchkreuzungsdrillingen in den zuerst von Lacroix (19) untersuchten, durch Kohlenbrände verglasten Tonschiefern und Sandsteinen von Commentry und den später von Bücking (20) und anderen beschriebenen aus Gestellsteinen von Schmelzöfen.

Auch in den älteren Effusivgesteinen verschiedener Art sind Cordierite vielfach bekannt geworden; diese sind aber fast stets pseudomorphosiert zu Pinit. Daher, daß solche Pseudomorphosen nur bei hinreichender Größe noch erkennbar sind, kommt es wohl, daß die aus diesen Gesteinen bekannt gewordenen Cordierite im Gegensatz zu den obigen fast alle makroskopische Dimensionen haben und die für die jüngeren Bildungen charakteristischen Zwillingsverwachsungen und ihren Pleochroismus nicht mehr erkennen lassen.

Ähnliches gilt für das Vorkommen in Gang- und Tiefengesteinen, indessen kann man öfter im Zweifel sein, ob die Cordierite erst in dem Gestein infolge einer lokalen oder allgemeinen Übersättigung mit Al_2O_3, MgO und SiO_2 entstanden, so daß die „Norm" derartiger Gesteine nach Eskola (21) und wie es Morozewicz (22) für den sog. Atatschit des Magnetberges im südlichen Ural annimmt, Korund ergibt, oder ob der Cordierit schon fertig in eingeschlossenen Gesteinen von der Zusammensetzung cordieritführender kristalliner Schiefer oder anderer metamorpher Gesteine eingeführt und etwa aus ihnen ausgeschmolzen wurde. Kennzeichnend für letzteres ist wohl die Begleitung des Cordierits durch Cyanit oder Andalusit, Granat und andere an Al- und Mg-reiche Silikate, die für metamorphe Schiefer bezeichnend sind. Sicher scheint, daß selbst in den Effusivgesteinen ein Teil der Cordierite durch Resorption von Andalusit und Sillimanit durch saure Magmen entstand. Derartige Umbildungen denkt sich Bergeat (23) etwa so verlaufend:

$$6\ \text{Biotit} + 3\ \text{Andalusit} + 2\ \text{Quarz} = 1\ \text{Cordierit} + 2\ \text{Spinell} + 2\ \text{Orthoklas} + H_2O.$$

Beispiele von Cordieritvorkommen in Eruptivgesteinen sind folgende:

Liparite der toskanischen Maremmen nach d'Achiardi (24), Dacite und Andesite Ungarns nach Szabó (25) und des Cabo de Gata nach Osann (11), die vielfach beschriebenen Auswürflinge des Laacher Sees, die des Asama Yama nach Hussak (27), v. Lasaulx (3), Dittmar (29)

und Brauns (44) und seinen Schülern. In den Kersantiten von Michaelstein wies ihn M. Koch (4) nach. Er ist in diesen Gesteinen z. T. zweifellos Ausscheidung und gehört dann zu den ältesten, z. T. ist er nach der Art seiner Begleiter wohl nur Einschluss. Im Kersantit von Lautenthal im Harz fand ihn Luedecke (31). In Quarzporphyren und Granitporphyren ist er gleichfalls idiomorph, aber ziemlich allgemein in Pinit, Oosit und ähnliche Substanzen umgewandelt (sog. graue Porphyre bei Elbingerode und Quarzporphyr am Auerberge im Harz, Granitporphyr des Dumkuhlentales bei Wernigerode, Quarzporphyr von Oos bei Baden-Baden, von St. Pardoux in der Auvergne und zahlreiche andere Vorkommen, von denen Molengraaff (32) noch manche namhaft macht.)

Unter den kristallinischen Schiefern sind cordierithaltige außerordentlich verbreitet, er wird hier sehr regelmäßig von Granat, Sillimanit, Spinell, Biotit, Hämatit, Ilmenit und Magnetkies begleitet. Alle diese Mineralien erscheinen als Einschlüsse im Cordierit mit Ausnahme des Granats. Ganz besonders häufig tritt der Sillimanit in einzelnen, regellos gelagerten Säulchen oder in geraden und gewundenen Zügen dicht gedrängter, parallel geordneter oder wirr verfilzter Nädelchen von überaus winziger Dicke auf, deren Sillimanitnatur A. Osann (11) analytisch feststellte. Weniger massenhaft, aber immerhin sehr häufig trifft man im Cordierit der Gneisformation grün durchsichtige Spinelle. Die Kinzigite aller Lokalitäten, die Cordieritgneise des sächsischen Granulitgebirges, des bayerischen Waldes und des skandinavischen Nordens liefern geeignete Objekte für das Studium dieser Einschlüsse. Flüssigkeitseinschlüsse, nicht selten mit wasserhellen Würfelchen, sind auch hier allgemein verbreitet. — In den Reaktionsrändern zwischen Anthophyllit und Sillimanit beobachtete den C. Eskola (34).

Endlich hat der Cordierit eine weite Verbreitung in den Schieferhornfelsen der granitischen und dioritischen Kontakthöfe, so in den Vogesen bei Barr und Andlau, in Sachsen, in der Troas nach unveröffentlichten Mitteilungen von J. S. Diller, in den Grenzdistrikten der japanischen Provinzen Kodsuke und Shimotsuke nach Y. Kikuchi (35). In den japanischen Hornfelsen hat der Cordierit eine an die Chiastolithe erinnernde Struktur, wie sie nach Kikuchi Fig. 52 a und b wiedergibt. Im Längsschnitt zeigt sich eine Andreaskreuz-ähnliche Zeichnung, welche durch eingelagerte kohlige Substanz hervorgebracht wird. Die mit i bezeichneten Anwachspyramiden erscheinen in Fig. 49 als der zentrale Kern des Querschnitts; sie sind meistens einschlußfrei, während die mit e bezeichneten Teile parallel der Basis oft Einschlüsse von kohliger Substanz und Schiefermasse enthalten.

Ebenfalls als Knotenmineral in metamorphem Schiefer, aber von außer-

ordentlich großen Dimensionen (1—4 Zoll), beschreibt ihn Read (36) aus der Gegend von Pearl, Colorado, ebenso Hj. Sjögren, Johannson und Naima Sahlbom (37) aus den Natrongranuliten von Persberg, und zwar zusammen mit Gedrit. In den metamorphosierten Schiefern erscheint aber der Cordierit nicht nur in den Knoten, sondern seltener auch in fast lückenlos aneinander schließenden, unregelmäßig geformten Körnern, z. B. am Diebesstieg, östl. Harzburg [Luedecke (31), Erdmannsdörffer (38)], ebenso in den Skiddaw-Slates, Cumberland, nach Harker (39), dann namentlich in den Hornfelsen z. B. von Caldas de Monchique nach v. Kraatz-Koschlau und Hackmann (40). Auch hier pflegt der C. erfüllt zu sein von Einschlüssen von Granat, Biotit, Muscovit, Quarz, Erzen, Kohle.

Fig. 52a.

Fig. 52b.

Im Kontakt mit Diabas sind nach Hubert (28) die Tone der Massive von Tanguié und Poredaca (Französisch Guinea) in Cordieritschiefer verwandelt. Über die Cordierite in den Spilositen und Desmositen vergl. oben p. 379.

Literatur.

(1) Farrington, Am. Journ. **43**, 13, 1892.
(2) Wülfing und Oppenheimer, Heidelberg. Ber. 1914, **10**.
(3) v. Lasaulx, Z. X. **8**, 76, 1883.
(4) M. Koch, Jahrb. preuß. geol. Land. f. 1886. Berlin 1887, 44.
(5) Offret, Bull. Soc. Min. France **13**, 625, 1890.
(6) Wülfing, Heidelberg. Ber. 1911. **20**, 9.
(7) Rosenbusch, Dies. Werk, 1. Aufl. 1873, Bd. I, p. 272.
(8) O. Mügge, Centralbl. 1907, 381 und 1909, 65, 113 u. 142.
(9) Joly, Phil. Mag. März 1907, p. 381.
(10) Hövermann, N. J. B. B. **34**, 384, 1912.
(11) Osann, Z. D. G. G. **40**, 699, 1888 u. **43**, 715, 1891.
(12) Groth, Z. X. **7**, 594, 1883.
(13) Chako, Geol. Mag. 1916, 462.
(14) L. Bourgeois, Ann. Chim. Phys. **19**.
(15) Gudden, Dissert. Göttingen, 1919, 32.

(16) Rankin und Merwin, Am. Journ. (4) **45**, 301, 1918.
(17) Ramdohr, Jahrb. Preuß. Geol. Land. f. 1919 I, 298.
(18) Zirkel, N. J. 1891, I, 109.
(19) Lacroix, C. R. 28. Dez. 1891.
(20) Bücking, Ber. naturf. Senckenberg. Ges. 1900.
(21) Eskola, Bull. Comm. géol. Finlande. **55**, 10, 1921.
(22) Morozewicz, T. M. P. M. **23**, 136, 1904.
(23) Bergeat, N. J. B. B. **30**, 622, 1910.
(24) A. d'Achiardi, Atti Soc. tosc. Sc. nat. Pisa, 1885.
(25) Szabó, N. J. B. B. **1**, 308, 1881.
(26) Morozewicz, T. M. P. M. **18**, 68, 1899.
(27) Hussak, S. W. A. **87**, April 1883.
(28) Hubert, C. R. **164**, 434, 1917.
(29) Dittmar, Verh. Naturhist. Ver. Rheinld.-Westf. 1887, 502.
(30) Hussak, Sitzungsber. Niederrhein. Ges. Bonn, Nov. 1887.
(31) Luedecke, Mineral. d. Harzes, 1896, p. 522.
(32) Molengraaff, N. J. 1894 I, 81.
(33) Lacroix, Minéralogie de Madagascar, I, 502, 1922.
(34) Eskola, Bull. Comm. géol. Finld. **43**, 1915.
(35) Kikuchi, Journ. Sc. Coll. Imp. Univ. Tokio **3**, 313, 1890.
(36) Read, Journ. of Geol. **11**, 493, 1903.
(37) Hj. Sjögren, Johannson und Naima Sahlbom, Geol. För. Förh. **36**, 441, 1914.
(38) Erdmannsdörffer, Jahrb. Preuß. geol. Land. f. 1909, 373.
(39) Harker, The Naturalist, April 1906, p. 121.
(40) v. Kraatz-Koschlau und Hackmann, T. M. P. M. **16**, 294 u. 300, 1897.
(41) Gareiß, T. M. P. M. **20**, 1, 1901.
(42) Hussak, Boletim Comm. Geogr. Geol. Est. S. Paulo, No. **7**, 1890, p. 24.
(43) O. Mügge, Jahrb. Preuß. geol. Land. f. 1920 II, 208.
(44) R. Brauns, Die krist. Schiefer d. Laacher-See-Gebietes. 1911. p. 50.

Lawsonit.

Chem. Zus. $H_4CaAl_2Si_2O_{10}$.

Morph. Rhombisch[1]), 0,6652 : 1 : 0,7385 (Ransome). (110), (010), (001), (011); selten schmale (041).

Kristalle prismatisch nach der Vertikale, wenn aufgewachsen, tafelförmig nach der Basis, wenn eingewachsen. (011) stark gestreift parallel (001), (110) ebenso. Bei aufgewachsenen Kristallen pflegt (011) ziemlich im Gleichgewicht mit (110) zu sein; (001) fehlt oder ist nur schmal. W. T. Schaller und W. F. Hillebrand (2) geben ferner (221) und (331) an. Bei den eingewachsenen Kristallen ist (011) gewöhnlich klein und

[1]) Nach Rogers (1) wäre der L. monoklin, weil $c : \mathfrak{c} = 5^0$ ca.; ähnlich dem chemisch verwandten Karpholith (der aber nach Mügge auch rhombisch ist).

die Kristalle gern nach einem Paar von Prismenflächen gestreckt. — Zwillinge nach (110) häufig, berühren sich mit der Prismenfläche, auch polysynthetisch. Auf Adern in Glaukophanschiefern bei Arroyo Moccho, Almeda Co., Calif. auch faserig.

$$110 : 1\bar{1}0 = 67^0\,16' \qquad 011 : 0\bar{1}1 = 72^0\,53{,}5'.$$

Koh. Spaltbarkeit vollkommen nach (010), ziemlich vollkommen nach (001), weniger vollkommen, aber in dünnen basalen Schnitten deutlich nach (110). Spröde. — H = 6, nach Eakle (3), nicht, wie früher angegeben, höher als Topas. — d = 3,084—3,091.

Opt. Glasglanz. — Farblos bis graublau in ungleicher Verteilung der Farbe oft in Bändern parallel mit (110), ähnlich wie bei Cyanit, farblos im Dünnschliff. Licht- und positive Doppelbrechung kräftig. Nach Fr. Leslie Ransome (4), der das Mineral in Verbindung mit Ch. Palache ent-

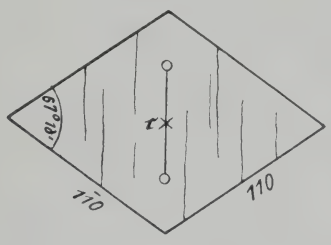


Fig. 53.

deckte und beschrieb, ist bei Lawsonit der Tiburon-Halbinsel, Marine Co., California, a = a, b = b, c = c (Fig. 53).

$\alpha_{na} = 1{,}6650$ $\beta_{na} = 1{,}6690$ $\gamma_{na} = 1{,}6840$ $\Delta = +\,0{,}019$

$2V_{na} = 84^0\,6'$, berechn. aus $2H_a = 88^0\,27'$, $2H_0 = 103^0\,16'$ und $n_H = 1{,}6053$.

$\beta = 1{,}676$, $\gamma - \alpha = 0{,}020$, $\gamma - \beta = 0{,}010$, $2V > 80^0$ nach Viola (9).

Pleochroismus im Dünnschliff nicht wahrnehmbar, in dickeren Blättchen a blau, b farblos mit schwachem Stich ins Gelbe.

Phys.-Chem. Schmilzt unschwer unter Anschwellen und Aufblättern zu weißem bis grauem, blasigem Glase, das jetzt sehr schwer schmelzbar ist und mit HCl leicht gelatiniert. Ungeschmolzen wird L. von HCl nicht angegriffen, gelatiniert aber im geschlossenen Rohr bei 180° leicht mit HCl. — Trübt sich beim Erhitzen im Dünnschliff.

Vork. Wurde aufgewachsen mit Muscovit (nicht Margarit), Epidot und Strahlstein auf und in amphibolitischem Schiefer der Halbinsel Tiburon, ½ Meile östl. Reed Station an der San Franzisco und North-Pacific R. R., entdeckt und bildet einen häufigen Gemengteil in regionalmetamorphen

Gabbros, Diabasen und deren Tuffen. Seine weite Verbreitung in Kalifornien wurde namentlich von Eakle (3) gezeigt. Franchi (6) fand ihn in den Tälern Grana und Valloriate, Prov. Cuneo, im oberen Val Chianale, Val Susa u. a. (Taf. XIII, Fig. 4), wo er in grünen Schiefern und Prasiniten reichlich vorkommt. Ähnlich scheint das von Schnell (7) beschriebene Vorkommen in Chloritschiefern des Col de l'Allalin (Wallis). Er ist ferner bekannt geworden von Pegli, von der Insel Giglio, aus metamorphen Diabasen der Insel Gorgona [nach Manasse (8)], von Mte. Brancata, Magnano, San Severino Lucano in der Basilicata, in Gesellschaft von Albit in saussuritisierten Feldspaten nach Viola (9). Termier (10) fand ihn in Begleitung von Glaukophan und Riebeckit in sehr stark verändertem Gabbro von Saint-Viran (Hautes-Alpes), Lacroix (11) beschreibt ihn von korsikanischen und neukaledonischen und anderen Fundorten.

Während L. im ganzen bei der Metamorphose basischer Gesteine eine Rolle wie Epidot zu spielen scheint, ist doch die Begleitung durch alkalireiche Amphibole charakteristisch.

Hibschit wurde von Cornu (5) ein angeblich neues Mineral aus kontaktmetamorphem Kreidekalk des Phonoliths am Marienberg bei Aussig genannt. Es umwächst Granat, bildet isotrope, farblose Oktaeder mit $n = 1{,}67$, zeigt zuweilen Spannungsdoppelbrechung. $H < 6$. — $d = 3{,}05$. — Wird von Säuren, namentlich Schwefelsäure, rasch gelöst, aber auch schon von Essigsäure angegriffen, ist zuweilen pseudomorphosiert durch Kalkspat. Es soll dimorph mit Lawsonit sein, indessen scheint seine Zusammensetzung noch nicht einwandfrei ermittelt.

Literatur.

(1) Rogers, Am. Journ. **39**, 105, 1915.
(2) Schaller und Hillebrand, Am. Journ. **17**, 195, 1904.
(3) Eakle, Bull. Dep. Geol. Univ. California **5**, 81, 1907.
(4) Ransome, Bull. Dep. Geol. Univ. California **1**, 301, 1895.
(5) Cornu, T. M. P. M. **25**, 249, 1906.
(6) Franchi, Atti. R. Acc. Torino **32**, 182, 1896.
(7) Schnell, nach Z. X. **57**, 427, 1923.
(8) Manasse, Mem. Soc. Toscan. Sc. nat. **20**, 35, 1903.
(9) Viola, Z. X. **28**, 553, 1897.
(10) Termier, Bull. Soc. Min. Fr. **27**, 265, 1904.
(11) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **20**, 309, 1897.

Karpholith.

Chem. Zus. $H_4MnAl_2Si_2O_{10}$ mit wechselnder Vertretung des Mn durch Fe und Mg, des Al durch Fe.

Morph. Rhombisch, $110 : 1\bar{1}0 = 68^0\,33'$ [Kenngott (1)], danach,

wie in der Zusammensetzung, ähnlich Lawsonit. Kristalle mit Endflächen unbekannt. Stenglige bis faserige Aggregate mit paralleler oder radialer Anordnung (Faserrichtung c); zu Pinseln zerfaserte Individuen ohne scharfe Kristallflächen (Taf. XIII, Fig. 5 u. 6). (110) zuweilen im Querschnitt erkennbar, aber kaum meßbar. Im Habitus etwas fibrolithähnlich.

Koh. Spaltbarkeit vollkommen nach (010) nach Mügge (2), vielleicht auch nach (110). — Spröde. H = 5—5,5. — d = 2,935.

Opt. In feinen Fasern Seidenglanz. Strohgelb bis wachsgelb oder auch gelbgrün; im durchfallenden Licht farblos, gelblich, grünlich. Mittlere Licht-

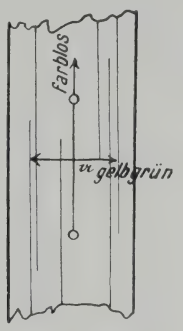


Fig. 54.

brechung 1,629 nach Michel-Lévy und Lacroix (3). $\Delta = -0{,}022$. Nach Mügge (2) ist a = b, b = a, c = c. Spitze, negative Mittellinie ⊥ (010) (Spaltfläche), Achsenebene (100), 2V = 60° rd. (Fig. 54). Pleochroismus deutlich, c = farblos, a = b = gelbgrün bis gelb. Bei Meuville kommen nach Lacroix (9) Fasern vor, die an einem Ende tiefgelb, am anderen farblos sind. — Durch α-Strahlung vertieft sich die Färbung des ∥ c = c schwingenden Strahles ebenfalls in Grüngelb, so daß der Pleochroismus aufhört. Zugleich nimmt der Achsenwinkel um a erheblich ab, von 2 H = 73° (für Öl von n = 1,602) auf 2 H = 42°, mit starker Dispersion $\varrho > \nu$; und es sinkt die Doppelbrechung in Schnitten nach (010) erheblich, die Interferenzfarben werden noch stärker übernormal (im Dünnschliff tief tintenblau). Die Änderung der Färbung verschwindet nach mehrtägigem Erhitzen auf 200°, sie verschwindet fast augenblicklich beim Erhitzen in der Bunsenflamme.

Phys.-Chem. Gibt Wasser erst bei hoher Temperatur ab und wird dabei braun und undurchsichtig (auch im Dünnschliff); das Wasser reagiert zuweilen sauer, auch auf HF. — Wird von Salzsäure nicht angegriffen.

Vork. K. wurde zuerst auf Klüften eines topas- und flußspatführenden greisenartigen Lithionitgranites bei Schlaggenwald entdeckt, dann von Lossen (4) aus der regionalmetamorphen Zone des südöstlichen Harzes (Biesenrode—Wippra—Breitungen) beschrieben, nachdem er bereits von

F. A. Roemer (5) von dort erwähnt war; er bildet dort parallelfaserige Füllungen von Klüften und erscheint vielfach wie stark verbogen, meist z. T. verdrängt durch Quarz (Taf. XIII, Fig. 3). Mügge (2) fand ihn auch in den Schiefern selbst dieser Zone bei Biesenrode als Gemengteil derselben in pinselförmigen, anscheinend deformierten, roh strahlig geordneten Kristallen, z. T. nur spärlich mit Serizit, Ottrelith und Quarz, z. T. reichlich in Gemenge nur mit Serizit und wenig Quarz. — L. de Koninck (6) fand K. zwischen Meuville und Xhierformont in den Ardennen in Quarzgeröllen in parallel- und divergentfaserigen Krusten und Aggregaten. Nach Lacroix (7) auch im Beaujolais (Rhône) auf bleiglanzführenden Quarzgängen[1]). Laura Hezner (8) vermutete ihn als Gemengteil der manganreichen kristallinen Schiefer (Gondit-Serie) der zentralen Provinzen Indiens.

Literatur.

(1) Kenngott, Ber. Freunde Nat. **7**, 190, 1851.
(2) Mügge, N. J. 1918, 87.
(3) Michel-Lévy und Lacroix, Min. des roches. Paris 1888, 164.
(4) Lossen, Z. D. G. G. **22**, 455, 1870.
(5) F. A. Roemer, Synops. d. Min. u. Geogn. Hannover, 1853, 185.
(6) de Koninck, Acad. Belg. **45**, 15, 1878 u. **47**, 564, 1879.
(7) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **7**, 461, 1884.
(8) Laura Hezner, N. J. 1919, 12.
(9) Lacroix, Minéralogie de la France I, 111, 1893/95.

Zoisit.

Chem. Zus. $HCa_2Al_3Si_3O_{13}$, mit kleinen Mengen FeO, Fe_2O_3; gelegentlich ein wenig Cr_2O_3 (0,4%), MgO und Alkalien.

Morph. Rhombisch, 0,6196 : 1 : 0,3429 (Tschermak und Sipöcz)[2])[3]) (100), (010), (110), (120), (130), (140), (210), (310), (021), (041), (101), (111) und andere Formen.

Habitus prismatisch nach c mit stark vertikal gestreiften Prismenflächen; auf (010) oft horizontale Streifung. Endflächen überhaupt selten, bei gesteinsbildenden äußerst selten. Öfters eine Art hemimorphe Entwick-

[1]) Sehr selten; die Bestimmung erscheint nicht ganz zweifellos.

[2]) Sehr genau übereinstimmend mit den von Palache (1) an Kristallen von Chester, Mass., ermittelten Werten.

[3]) Weinschenk (2) hat die Beziehung zu Epidot ausführlich erörtert. Nimmt man am Zoisit die Achse Z als Y und Y als X und macht am Epidot ($\bar{1}02$) zu (001), so treten gewisse Ähnlichkeiten zwischen Zoisit und einem nach (100) molekular verzwillingt gedachten Epidot in geometrischen Konstanten und Spaltbarkeit zutage. Auch in optischer Hinsicht findet eine Annäherung zwischen schwach doppelbrechenden eisenarmen Epidoten und dem Zoisit statt. Die neue Aufstellung ist zugleich derart, daß bei den regelmäßigen Verwachsungen beider Minerale die Coordinatenachsen z. T. ganz, z. T. annähernd parallel liegen.

lung nach der Achse b, so daß auf einer Seite Prismenflächen, auf der anderen breites (010) in Querschnitten erscheint. — Stengel, breitere Tafeln nach (010). Parallel oder schwach divergentstenglige Aggregate. Länge der Stengel zur Dicke gewöhnlich das Dreifache oder wenig mehr. — Körner.

$110 : 1\bar{1}0 = 63^0 34'$ $010 : 140 = 21^0 58'$ $010 : 021 = 55^0 33'$ $111 : 010 = 73^0 18'$
$010 : 120 = 38^0 54'$ $010 : 210 = 72^0 47'$ $010 : 041 = 36^0 5'.5$ $111 : 100 = 62^0 22'$
$010 : 130 = 28^0 17'$ $010 : 310 = 78^0 20'$ $101 : \bar{1}01 = 57^0 56'$ $111 : 110 = 56^0 56'$

Koh. Vollkommene Spaltbarkeit nach (010), deutliche nach (100). Letztere tritt nur in sehr dünnen Schliffen hervor und liefert wenig zahlreiche und kurze Spaltrisse. — Querabsonderung gegen die Längsachse sehr verbreitet, aber unregelmäßig. — Die häufige Biegung der Stengel deutet vielleicht auf Translation nach (010). — Bruch uneben. H = 6—6,5. — d = 3,25—3,37.

Opt. Glasglanz, auf (010) perlmutterartig. Farbe weiß bis grau, graugrün, apfelgrün, bräunlichgrau, rot bei höherem Mangangehalt (Thulit)[1]; im durchfallenden Licht farblos oder mit schwachem Stich ins Blaugrünliche. — Brechung kräftig, positive Doppelbrechung schwach.

Zoisit, Ducktown, Tennessee	$\alpha'_{na} = 1.7002$,	$\beta_{na} = 1.7025$,	$\gamma_{na} = 1.7058$	A. Osann
„ Tirol	$= 1.700$	$= 1.700$	$= 1.705$	K. Zimanyi (4)
„ Saualpe	$= 1.696$	$= 1.696$	$= 1.702$	A. Michel-Lévy u. A. Lacroix (5)
β-Zoisit, Bobbio, Cottische Alpen	$= 1.6961$	$= 1.6961$	$= 1.7034$	Wallerant bei P. Termier (6)
Zoisit, Gorner Gletscher Zermatt	$= 1.6973$	$= 1.7002$	$= 1.7061$	E. Weinschenk (2)

$\Delta = \gamma - \alpha = + 0.009 - 0.005$, $\gamma - \beta = 0.007 - 0.003$, $\beta - \alpha = 0.003 - 0.000$.

Alle Zoisite sind optisch positiv und die spitze Bisektrix ist senkrecht zu (100), aber an gewissen Stellen der Individuen, oder in gewissen Individuen liegt die Ebene der optischen Achsen in der Ebene der vollkommenen Spaltung (010), an anderen Stellen derselben Individuen, bezw. in gewissen Individuen liegt die Achsenebene in der Basis, also senkrecht zur Spaltung. Im ersten Fall ist a = c, b = b, c = a, bei sehr starker Dispersion $\varrho < v$; im zweiten Falle ist a = c, b = a, c = b, bei starker Dispersion $\varrho > v$. Der Achsenwinkel 2V schwankt von 0^0 bis gegen 60^0 und ist größer im zweiten Fall als im ersten.

Durch Erwärmen entfernten sich die in (010) liegenden optischen Achsen an einem amerikanischen Zoisit nach Des-Cloizeaux (8), von $2E = 94^0 59'$ bei $21{,}5^0$ bis $107^0 28'$ bei $195{,}8^0$.

---

[1]) Auch bei sehr kleinem Gehalt (MnO = 0,17) im Zoisit von Trebisch in Böhmen nach F. Slavik (3), der über rote Zoisite von böhmischen Fundorten, ihre Verwechslung mit Rhodonit und ihren mit dem des Thulits übereinstimmenden Pleochroismus berichtet.

Nur sehr kleine Zoisite, welche als Gesteinsgemengteile auftreten, zeigen oft ein gleichmäßiges optisches Verhalten in ihrer ganzen Ausdehnung und haben dann in den meisten Fällen die Orientierung a = c, b = b, c = a, seltener die Orientierung a = c, b = a, c = b. Größere Individuen haben in verschiedenen Teilen bald die eine, bald die andere Orientierung, aber auch hier herrscht die erstgenannte.

In Individuen oder Teilen dieser mit der Orientierung a = c, b = b, c = a zeigen die Schnitte nach (100) nicht die der normalen Doppelbrechung entsprechenden grauen Farbentöne, sondern das bei Vesuvian (S. 134) besprochene Indigoblau und im konvergenten Lichte einen kleinen, oft bis auf 0° sinkenden Achsenwinkel mit sehr starker Dispersion $\varrho < v$. Nur Schnitte, welche wenig abliegen von (100), lassen noch das Indigoblau als Interferenzfarbe erkennen. Alle anderen Schnitte haben die normalen Interferenzfarben. In den Schnitten nach (100) variiert 2V für Gelb von 0°—35°, 2V für Blau von 15°—60°, die Achsen für Rot und Grün haben eine Mittellage zwischen denen für Gelb und Blau und fallen nahezu zusammen nach P. Termier (6).

In Individuen und Teilen dieser mit der Orientierung a = c, b = a, c = b erscheint in keinem Schnitt das Indigoblau als Interferenzfarbe, sondern eine normale Farbe der Newton schen Skala, abgesehen von Einzelfällen, wo die Schnitte nach (100) oder nahe dieser Fläche ein schmutziges Graugelb zeigen. Auf (100) erscheint die spitze Bisektrix eines für alle Farben größeren Achsenwinkels mit der Achsenebene in (001). Die Dispersion der Achsen ist weit geringer als im ersten Fall und umgekehrt $\varrho > v$. Die Doppelbrechung merklich stärker.

Bei den meisten und besonders bei den größeren Individuen treten die beiden Orientierungen nebeneinander auf und sind sowohl im parallelen Licht durch die verschiedene Doppelbrechung, wie im konvergenten Lichte durch die Lage der Achsenebene zu unterscheiden. In Längsschnitten wechseln diese verschiedenen Teile gewöhnlich in Bändern parallel der Spaltbarkeit oder auch ganz unregelmäßig, in basalen Schnitten z. T. parallel der Spaltbarkeit, oder z. T. nach Linien, die mit der Spaltbarkeit nach (010) die Winkel 58° 13′, 21° 58′, 72° 47′ bilden, also parallel den Flächen von (110), (140), (210). Die Grenzflächen setzen z. T. treppenförmig nach unten ab. In anderen Fällen sind die Grenzen der verschiedenen Teile auch hier unregelmäßig. Wo sich die beiden Teile in Schnitten nach (100) überlagern, sieht man gelegentlich zwei zueinander senkrechte Interferenzbilder.

Für die eben beschriebenen Erscheinungen, die an Kristallen von Ducktown, Gefrees und von der Saualpe in Kärnten (Tafel XX, Fig. 4) besonders deutlich sind, wurde von Tschermak und Sipöcz (9), denen wir die erste genaue Untersuchung derselben verdanken, eine Erklärung durch Zwillingsbildung gesucht. Weinschenk (2) legte die

Unhaltbarkeit dieser Erklärung dar. Worauf der Wechsel in der Lage der Achsenebene und der Wechsel in der Größe des Achsenwinkels beruht, ist noch nicht aufgeklärt. Bei der geringen Stärke der Doppelbrechung würden aber schon kleine Ungleichheiten in der Änderung der Brechungsindizes, veranlaßt etwa durch den Eintritt von Fe, Cr oder Mn, ausreichen, um sie hervorzurufen. Die im allgemeinen gradlinige, aber wechselnde Begrenzung der optisch verschiedenen Felder könnte auf isomorpher Schichtung beruhen[1]), zumal sich die Felder rahmenartig zu umgeben pflegen, einander nicht durchkreuzen.

Termier (6) unterscheidet zwei verschiedene Zoisite:

α-Zoisit mit a = c, b = b, c = a;

β-Zoisit mit a = c, b = a, c = b.

Ein chemischer Unterschied zwischen beiden war nicht nachweisbar. Er fand auch geringe Abweichungen der Auslöschungsrichtung von den Koordinatenachsen und schließt, daß der Z. triklin sei.

Der Zoisit zeigt im Dünnschliff keinen Pleochroismus; in dickeren Blättchen fand E. Weinschenk (2) bei Zoisit vom Gorner Gletscher a = c bläulichgrün, b licht weingelb, bei Zoisit von Kleinitz bei Prägraten a = c bläulichgrün, b lichtorange. Bei Thulit findet sich starker Pleochroismus mit a = c gelblich, b = b rosenrot, c = a hellrosa bis farblos. Die Achsenebene liegt in der Ebene des gelben und rötlichweißen Strahles, 2 E schwankend von 0^0—40^0; Dispersion stark $\varrho < v$, nach Beobachtungen an den Vorkommnissen von Lerviken und Souland. Ebenso am roten Zoisit aus Kalksilikathornfels von Trébisch nach Slavik.

Phys.-Chem. Wird von Säuren nicht angegriffen. Schmilzt unschwer unter Aufkochen zu einer weißen, blasigen Masse, die mit Salzsäure gelatiniert. Das Wasser wird erst bei sehr hoher Temperatur abgegeben. — Die künstliche Darstellung scheint bisher nicht versucht.

Vork. Die kleinen Individuen des Zoisits sind meistens einschlußfrei, die größeren führen gern Flüssigkeitseinschlüsse von rundlichen und anderen Formen und sehr feine röhrenförmige Kanäle, welche der Spaltbarkeit parallel laufen, sich aber auch bisweilen mannigfach ins Innere der Kristalle hinein umbiegen und verzweigen. Amphibolmikrolithe sind oft eingeschlossen und liegen gern parallel der Spaltung (Taf. XII, Fig. 6).

Der Zoisit ist überall in den regionalmetamorphen Gabbrogesteinen zu Hause und bildet oft neben Epidot einen Hauptgemengteil des sog. Saussurits. Man kann ihn hier etwa wie folgt entstanden denken:

---

[1]) Als Ursache könnte man, namentlich angesichts des Wassergehaltes des Z., an periodisch wechselnde Dampfspannung der Nährlösung denken.

$$\underset{\text{Labrador}}{2\,NaAlSi_3O_8 \,.\, 4\,CaAl_2Si_2O_8} + \underset{\text{Orthoklas}}{KAlSi_3O_8} + 2\,H_2O$$
$$= \underset{\text{Albit}}{2\,NaAlSi_3O_8} + \underset{\text{Zoisit}}{2\,HCa_2Al_3Si_3O_{13}} + \underset{\text{Muscovit}}{H_2KAl_3Si_3O_{12}} + 2\,SiO_2$$

Analog ist sein Vorkommen in den Orthoamphiboliten und Eklogiten, in denen er sich oft derart anreichert, daß man von Zoisitamphiboliten spricht. Aus solchen Vorkommen des Erzgebirges, Fichtelgebirges, von Marienbad, des österreichischen Waldviertels und der Halbinsel Chalcidice beschrieben ihn Ries (7), Sauer (10), Schalch (11), Patton (12) und Becke (13). Zusammen mit Clintonit beobachtete C. Schmidt (14) skelettförmige Neubildungen von Zoisit in Echinodermenbreccien am Luckmanier, z. T. in Pseudomorphosen nach dem Kalkspat der Echinodermen. Als Reaktionsrand an der Berührung von Magnetit mit Plagioklas beobachtete ihn Wilkman (23) in Enstatitaugitdiabas von Kumpumäki (Finnland). In den Glaukophangesteinen Syras wies ihn Luedecke (15) nach. Sehr verbreitet ist der Zoisit auch in den aus Mergeln hervorgegangenen Kalksilikatfelsen des Schwarzwaldes, in den Bündner Schiefern am St. Gotthardt u. a.

Allenthalben findet man ihn auch wohl mit Epidot bald unregelmäßig, bald gesetzmäßig verwachsen. Dann fällt nach Termier (6) (010) des Z. zusammen mit (100) des Epidots und Achse c des Z. mit Achse b des Epidots. Eine solche gegenseitige Orientierung scheint auch vorhanden in den von Cathrein (17) beschriebenen Verwachsungen aus einem Stubaier Amphibolit, die er als Pseudomorphosen von Epidot nach Zoisit auffassen möchte.

Slavik (16) beschreibt roten Zoisit als Kontaktprodukt von Kalk an Granit zusammen mit Malakolith und Phlogopit von Třebič in Mähren, Al. Köhler (22) in kontaktmetamorphem Marmor des Niederösterreichischen Waldviertels, ebenso beobachtete Palache (1) bis 3 cm große Kristalle in metamorphem Kalk von Chester, Mass. Nach Wahl (19) sind wahrscheinlich mergelige Schichten durch Diabaskontakt an der Westküste des Onegasees in Quarz-Zoisitfels verwandelt und in die von Quensel (20) untersuchten Kontaktgesteine zwischen Schiefer und Granit am Cerro Payne (Patagonien) tritt Zoisit neben Sillimanit, Cordierit, beiderlei Glimmer u. a. Mineralien gerade am Kontakt als wesentlicher Gemengteil ein. Er findet sich nach Erdmannsdörffer (21) auch in Kalksilikathornfelsen des sog. Eckergneises.

Etwas abweichend scheint das von Dörpinghaus (18) beschriebene Vorkommen von Caceres in Spanien, wo in dem an die Amblygonit- und Zinnerzlagerstätten angrenzenden silurischen Schiefer durch Kontaktmetamorphose zahllose kleine Nädelchen entwickelt sind, die D. als Zoisit deutet.

Der Thulit bedingt in Gesellschaft mit Withamit die rote Farbe des Feldspates und der Grundmasse des Porfido rosso antico.

Literatur.

(1) Palache, Z. X. **44**, 14, 1907.
(2) Weinschenk, Z. X. **26**, 169, 1896.
(3) Slavik, Zentralbl. 1901, 686.
(4) Zimanyi, Z. X. **22**, 321, 1894.
(5) Michel-Lévy und Lacroix, Min. des roches. 1888, 183.
(6) Termier, Bull. Soc. Min. France **21**, 188, 1898.
(7) Ries, T. M. P. M. **1**, 199, 1878.
(8) Des Cloizeaux, Nouv. recherches mém. Sav. Étrang. 1867, p. 618 und Man. de Min. II, XXX, 1874.
(9) Tschermak und Sipöcz, S.W.A. **82**, Juli 1880.
(10) Sauer, Erläut. Sekt. Kupferberg geol. Spezialk. Sachsen p. 25.
(11) Schalch, Erläut. Sekt. Zschopau geol. Spezialk. Sachsen p. 15.
(12) Patton, T. M. P. M. **9**, 88, 1887.
(13) Becke, T. M. P. M. **1**, 248, 1878 und **4**, 312, 1881.
(14) C. Schmidt in Heim, Beitr. geol. Karte d. Schweiz, Liefg. **25**, Petr. Anhg. p. 42, 1891.
(15) Luedecke, Z. D. G. G. **28**, 259, 1876.
(16) Slavik, Zentralbl. 1901, 686.
(17) Cathrein, Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1889, No. 8.
(18) Dörpinghaus, Arch. f. Lagerstättenforschung 1914, Heft 16.
(19) Wahl, Fennia, **24**, 85, 1908.
(20) Quensel, Bull. geol. Inst. Univ. Upsala **11**, 59, 1911.
(21) Erdmannsdörffer, Jahrb. preuß. geol. Land. f. 1909, 372.
(22) Al. Köhler, T. M. P. M. **36**, 160, 1924.
(23) Wilkman, Fennia, **45**, No. 3 p. 11 und 15, 1925.

Prehnit.

Chem. Zus. $H_2O \cdot 2\,CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 3\,SiO_2$, öfter mit kleinen Mengen (bis 6,6%) Fe_2O_3 und Spuren von Mn, Mg und Alkalien.

Morph. Rhombisch, hemimorph nach Achse a, nach Traube (1); 0,8420 : 1 : 1,1272 (Beutell).

(110), (010), (100), (001), (031), (101), (111), (331) und andere Formen. Tracht der gesteinsbildenden Pr. taflig nach (001) mit (110) und schmalem (010). Zwillinge symmetrisch nach (100), die nach Traube nur durch die polare Pyroelektrizität und die Ätzfiguren erkannt werden können.

Unregelmäßig begrenzte Tafeln, oft in paralleler, wenig divergenter bis fächerförmiger, besonders oft rosettenartiger Anordnung. — Stengligfaserige Aggregate mit Streckung nach der Achse a oder b.

$110 : 1\bar{1}0 = 80^0\,12'$; $001 : 101 = 53^0\,14'.5$; $001 : 031 = 73^0\,31'.5$.

Koh. Spaltung nach (001) vollkommen, durch scharfe Risse ausgedrückt. — Spaltbarkeit nach (110) mikroskopisch nicht erkennbar. Bruch uneben. — H = 6—6,5. — d = 2,80—2,95.

Opt. Glasglanz, auf (001) ins Perlmutterartige. Farbe weiß bis hellgrünlich, im Dünnschliff farblos. — Brechung mäßig, positive Doppelbrechung

stark. — Nach A. Des Cloizeaux (2) an Prehnit von Ratschinges und nach Laitakari (3) an Kristallen aus Amphibolit von Helsingfors und v. Eckermann (20) an Kristallen vom Berge Mansjö ist für Na-Licht:

Ratschinges .	$\alpha = 1{,}616$	$\beta = 1{,}626$	$\gamma = 1{,}649$	$\Delta = +0{,}033$	
Helsingfors .	1,6157	1,6243	1,6454	0,0297,	$2V = 65^0\,52'$ $\varrho > v$
Mansjö . . .	1,6152	1,6250	1,6462	0,0310	$68^0\,40'$ $\varrho \leqslant v$

$a = \mathfrak{a}$, $b = \mathfrak{b}$, $c = \mathfrak{c}$. Achsenwinkel groß, nach Des Cloizeaux schwankend für $2E_{rot} = 125^0$—129^0 etwa; $2V_{na} = 69^0\,22'$ nach A. Beutell (4) an Kristallen von Jordansmühl in Schlesien. Dispersion schwach $\varrho < v$, nach anderen Angaben $\varrho > v$.

Die gesteinsbildenden Prehnite zeigen ebenso wie viele aufgewachsene Kristalle von Farmington, Arendal, den Pyrenäen, des Dauphiné, von Striegau, von Harzburg u. a. O. abnorme optische Erscheinungen, die sich auf den ersten Blick dadurch dokumentieren, daß die Durchschnitte bei keiner Stellung zwischen ge-

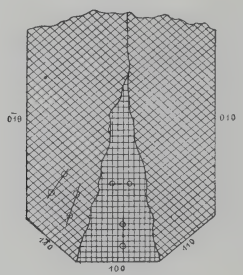


Fig. 55.

kreuzten Nicols dunkel werden, sondern mit der Stellung wechselnde Interferenzfarbe, in sehr dünnen Schliffen tief himmelblau und lederbraun, und daß sie eine mikroklinähnliche, gegitterte, aber oft sehr verwaschene Streifung zeigen. (Taf. XIX, Fig. 3.) Im regelmäßigsten Falle, den Fig. 55 in basischem Schnitte zeigt, zerfällt ein Kristall in drei Sektoren, einen keilförmigen, welcher sich an die Fläche (100), und zwei größere, die sich an die Flächen von (110) anschließen. Die keilförmige Partie besteht aus Lamellen, die sich rechtwinkelig nach (100) und (010) kreuzen, und löscht regelmäßig und zwar parallel und senkrecht zu der Kante von (100) aus. Die Achsenebene liegt bald senkrecht zu (100) mit $\varrho > v$, bald parallel diesem mit $\varrho < v$ und der Achsenwinkel schwankt von dem normalen Werte abwärts bis 0^0, auch liegen die roten und blauen Achsen wohl in den zueinander senkrechten Ebenen, (100) für blau und (010) für rot. Die Dispersion ist abnorm und meistens gekreuzt. Die großen randlichen Teile bauen sich aus zwei Lamellensystemen auf, deren eines je genau parallel der begrenzenden Prismenfläche orientiert ist, während das andere nicht genau parallel der anderen Prismenfläche geht. Die Lamellen-

systeme schneiden sich unter 82°—83°, statt unter 80° 12′. Diese Teile löschen in keiner Stellung zwischen gekreuzten Nicols aus und lassen im konvergenten Lichte ein gestörtes Interferenzbild beobachten mit meist starker gekreuzter Dispersion, sehr wechselndem Achsenwinkel und einem nicht unbeträchtlichen, für die verschiedenen Wellenlängen verschiedenen Schwanken in der Lage der Achsenebene, die allenthalben für rot weiter von der Normalen auf (100) abweicht, als für blau. — Die Verteilung der sich verschieden verhaltenden Kristallteile ist nicht immer eine so regelmäßige.

Mallard (5) hat versucht, eine Erklärung dieser Erscheinungen zu geben durch die Annahme eines Aufbaues aus pseudohexagonalen einander durchkreuzenden Lamellen.

Für die Erkennung des Pr. an den optischen Eigenschaften ist wesentlich, daß das Achsenbild um c in Schnitten ohne Spaltrisse erscheint, charakteristisch ist auch nach Tertsch (6) die unruhige Auslöschung und das mosaik- oder eisblumenartige Aussehen zwischen gekreuzten Nicols.

Phys.-Chem. Gibt sein Wasser erst bei sehr hoher Temperatur ab und schmilzt leicht zu blasigem, emailartigem Glas. Die Schmelze gelatiniert mit Salzsäure, während sie den ungeglühten P. nur schwer unter Abscheidung pulveriger Kieselsäure zerstört. — Umbildungsprodukte sind kaum bekannt (Serizit vergl. unten).

Vork. Prehnit kommt besonders gern auf Klüften basischer und kalkreicher Eruptivgesteine vor (Taf. XIV, Fig. 1). Als Zersetzungsprodukt durchspickt er auch die Plagioklase dieser Gesteine, sie pseudomorphosierend, wie es Reuning (7) und R. Brauns (8) im Westerwalde und im Lahn- und Dillgebiet beobachteten. Es handelt sich hier schwerlich um bloße Verwitterung, wie denn auch Himmelbauer (9) höhere Temperatur dafür annimmt. In Pseudomorphosen nach Analcim beobachtete ihn Utendörfer (10) in Diabas des Hühnberges (Thüringer Wald).

Auch in sauren Gesteinen ist Pr. hier und da beobachtet, so von Dreibrodt (11) in diopsidführendem Granitit vom Meineckenberg im Brockengebiet, von Pawlica (12) zusammen mit Epidot, Kalkspat und etwas Albit als Spaltenfüllung in Granitit der Mengelsdorfer Spitze in der Tatra, wo er auffallenderweise z. T. in Serizit pseudomorphosiert ist. Von einem merkwürdigen Vorkommen macht Quensel (13) Mitteilung: im weißen Quarzporphyr des Richthofen-Gletschers am Lago Argentino, Süd-Patagonien, füllt er rundliche, von konzentrischen, perlitischen Sprüngen ähnlichen Rissen umgebene Räume aus, und zwar meist ein Individuum für sich allein oder zusammen mit Quarz. Ihre Bildung scheint ihm ähnlich der einer Lithophysenfüllung. Ebenso erwähnt Quensel (14) ihn als

reichliche Neubildung neben Analcim in Essexit. Genetisch interessant ist auch das von Emerson (15) beobachtete Vorkommen von Symans Crossing, Holyoke Range, Mass.; Pr. bildet hier zusammen mit Kalkspat den Kitt zwischen den Lapilli eines Tuffes an der Grenze zum unterliegenden Trapp und ist wahrscheinlich aus den der Eruption desselben folgenden heißen Lösungen zusammen mit Albit ausgeschieden.

Kontaktprodukt am Granit ist der Pr. nach Lacroix (16) in den paläozoischen Kalken vom Zirkus des Pic d'Arbizon und vom Col du Tourmalet, Hautes Pyrénées. Er wird hier begleitet von Axinit und Orthoklas, aggregiert sich zu auffallend regelmäßigen Rosetten und bildet bis 3 mm große, linsenförmige Warzen auf der Verwitterungsfläche der Kalke. Meistens aber bestehen diese Warzen aus einem Aggregat von Zoisit- und Grossularkörnern mit Glimmerblättchen und kohligem Pigment, welches von Prehnitsubstanz in einheitlicher kristallographischer Orientierung verkittet wird, wie die Sandkörner in dem sogen. kristallisierten Sandstein von Fontainebleau durch Kalkspat. — Ebenso fand ihn Erdmannsdörffer (17) im Kalksilikathornfels des Eckergneises, auch hier „offenbar" aus Plagioklas entstanden und begleitet von Augit mit Glaseinschlüssen. Ein sehr gewöhnliches Kontaktmineral ist der Pr. nach V. M. Goldschmidt (21) im Kristiania-Gebiet, hier z. T. pseudomorph nach Vesuvian und Skapolith.

Als eigentlicher Gesteinsgemengteil erscheint der Pr. auch in manchen Amphiboliten und Grünsteinen, Wollastonitfelsen, Paraaugitgneisen, Dolomiten und Kalken der kristallinen Schiefer. So ist er vielfach im Niederösterreichischen Waldviertel beobachtet von Himmelbauer, Reinhold, Grengg, Tertsch u. a. Mit wechselndem Gehalt an Albit und Hornblende bildet er den Prehnitfels an der Fehren bei Neustadt im Schwarzwald (19). Laitakari (18) erwähnt ihn aus körnigen Kalken von Parainen (Pargas).

Literatur.

(1) H. Traube, N. J. B. B. **9**, 134, 1894.
(2) Des Cloizeaux, Bull. Soc. Min. France **5**, 58 u. 125, 1882.
(3) Laitakari, Geol. Fören. Förh. **36**, 432, 1914.
(4) Beutell, N. J. 1887 I, 89.
(5) Mallard, Bull. Soc. Min. Fr. **5**, 195, 1882.
(6) Tertsch, T. M. P. M. **35**, 197, 1922.
(7) Reuning, N. J. B. B. **24**, 452, 1907.
(8) R. Brauns, N. J. B. B. **28**, 398, 1909.
(9) Himmelbauer, Centralbl. 1909, 397.
(10) Utendörfer, Centralbl. 1915, 647.
(11) Dreibrodt, Dissert. Leipzig, 1912.
(12) Pawlica, Bull. Ac. Sc. Cracovie, Jan. 1916, p. 54.
(13) Quensel, Bull. geol. Inst. Upsala, **12**, 38, 1913.

(14) Quensel, Bull. geol. Inst. Upsala **11**, 73, 1911.
(15) Emerson, Am. Journ. **167**, 277, 1904.
(16) Lacroix, Bull. Soc. Min. France **24**, 22, 1901.
(17) Erdmannsdörffer, Jahrb. preuß. geol. Land. f. 1909, 367 u. 372.
(18) Laitakari, Bull. Comm. géol. Finl. **54**, 1920.
(19) Rosenbusch, Mitteil. bad. geol. Land. **5**, 50, 1905.
(20) v. Eckermann, Geol. Fören. Förh. **44**, 376, 1922.
(21) V. M. Goldschmidt, Videnskabselsk. Skr. I, 1911, No. 11, p. 385.

Astrophyllit.

Chem. Zus. Im Wesentlichen $R^I_4 R^{II}_4 Ti(SiO_4)_4$ mit R^I = H, K, Na; R^{II} = Fe, Mn, wenig Mg und Ca, teilweise Vertretung von Ti durch Zr nach Eakins (18).

Morph. Rhombisch, 1,0098 : 1 : 4,7556, Brögger[1]). (100), (111), (122), (344), (203), (1 . 0 . 50). Taflig nach (100) mit Streckung nach c (Fig. 56)

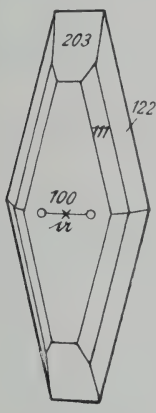


Fig. 56.

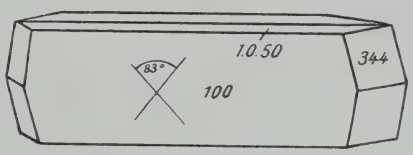


Fig. 57.

oder taflig bis säulenförmig mit Streckung nach b (Fig. 57). Gegenseitige Durchwachsung von Kristallen, sternförmige (wonach der Name) und walzenförmige Gruppierungen sind häufig. Unregelmäßig begrenzte Blätter und blättrige Aggregate.

100 : 111 = 45° 54′	100 : 203 = 29° 30′
100 : 122 = 64° 9′	100 : 1.0.50 = 84° 37′
100 : 344 = 53° 22′	111 : 11$\bar{1}$ = 17°

Koh. Glimmerartig vollkommene Spaltung nach der Querfläche (100). Die Spaltblättchen sind spröde, nicht wie bei Glimmer elastisch biegsam.

[1]) Das Kristallsystem des Astrophyllits ist nicht zweifellos festgestellt. Wir folgen der Annahme von Des Cloizeaux und W. C. Brögger (1).

Die Schlagfigur (Fig. 57) ist zweistrahlig; ihr spitzer Winkel von 81^0—85^0 wird von der Vertikalen halbiert. Sie entspricht vielleicht dem Doma (014) mit 014 : $0\bar{1}4 = 80^0\,8'$. — H. = 3—4. — d = 3,3—3,4.

Opt. Perlmutter- bis halbmetallischer Glanz auf der Spaltfläche, auf allen anderen, stets parallel der Kombinationskante mit (100) gestreiften Flächen schwacher, ins Fettige geneigter Glasglanz. — Farbe goldgelb bis bronzebraun, orangegelb. — Brechung und positive Doppelbrechung hoch. — a = a, b = c, c = b

Langesund $\alpha_{na} = 1{,}678$ $\beta_{na} = 1{,}703$ $\gamma_{na} = 1{,}733$ A. Michel-Lévy u. $\Delta = (\gamma-\alpha)_{na} = +\,0{,}055$, $(\gamma-\beta)_{na} = 0{,}030$, $(\beta-\alpha)_{na} = 0{,}025$. A. Lacroix (17).

Um die auf der Querfläche (100) austretende stumpfe negative Bisektrix mit $\varrho < v$

El Paso, Col. $2H_{li} = 122^0\,18'$ $2H_{na} = 124^0\,52'$ H. Bücking (3)
Langesund $2H_o = 114^0\,37'$—$123^0\,28'$, 2E = 160^0 für weißes Licht. Brögger (1)

Eine von H. Bücking (3) und früher auch von W. C. Brögger (4) betonte, bis zu $3^0.5$ gehende Schiefe der stumpfen Bisektrix gegen die Normale auf der Spaltfläche (100) wird von letzterem jetzt mit der sehr konstanten Krümmung dieser Fläche in Beziehung gesetzt.

Pleochroismus deutlich: a = a tieforangegelb bis dunkelrot, b = c orange, c = b citrongelb.

Phys. Chem. V. d. L. leicht unter Anschwellen zu schwarzem, magnetischem Email schmelzend; gibt im Röhrchen Wasser bei hoher Temperatur. — Von Salzsäure gar nicht oder nur sehr schwer angreifbar, wohl aber von Flußsäure.

Astrophyllit unterliegt nach Brögger (1) leicht einer tiefgehenden Umwandlung in eine trübgraue Substanz, die durch (100) fast einachsig, in andern Schnitten schwach doppelbrechend erscheint, aber noch nicht näher chemisch untersucht ist.

Vork. A. tritt ausschließlich in Gesteinen der Alkalimagmen auf. Am verbreitetsten ist er in den Nephelinsyeniten und ihrer pegmatitischen und tinguaitischen Ganggefolgschaft; so in den Gängen am Langesundsfjord in Norwegen, öfter nach Mügge (5) regelmäßig verwachsen mit Lepidomelan, oft sehr reichlich in den lujauritischen Nephelinsyeniten der Halbinsel Kola, nach Leverrier (6) mit Riebeckit in einem Granulit der Calanques de Piana auf Korsika. Bei Kangerdluarsuk in Grönland nach Lorenzen (7), bei Montreal in Kanada in grobkörnigem Nephelinsyenit nach Lacroix (8); nach demselben (9) in einem Riebeckitgestein von El Paso Co., Colorado, und auf den Los-Inseln an der Westküste Afrikas nach Gürich (10); hier spielt er nach Lacroix (11 u. 12) in den Ägirinnephelinsyeniten dieselbe Rolle wie der Biotit in den Graniten und ist fast so reichlich

wie der Ägirin. In mikroskopischen Kristallen beobachtete ihn Pirsson (13) in Alkaligranit von Quincy, Mass., z. T. eingewachsen in Riebeckit.

Lamprophyllit nannte V. Hackman (14) mit W. Ramsay (15) ein in den Eläolithsyeniten des Umptek und des Lujaur Urt auf der Halbinsel Kola verbreitetes, durchaus astrophyllitähnliches Mineral. Kristallhabitus, Farbe und glimmerähnliche Spaltbarkeit nach einer als Querfläche (100) gedeuteten Fläche, wie bei Astrophyllit. Diese bildet mit einer als Prisma gedeuteten Fläche einen Winkel von 40^0—42^0; bei Astrophyllit wäre 100 : 110 $= 45^0\,17'$. Einfache und polysynthetische Zwillinge kommen vor; die Zwillingsgrenze verläuft parallel der Längsrichtung der Blättchen, welche stets mit der Spur der Spaltbarkeit zusammenfällt und a ist. — Licht- und Doppelbrechung anscheinend genau wie bei Astrophyllit. Auf der Spaltfläche tritt anscheinend senkrecht eine stumpfe Bisektrix aus. Gegen die Spur der Spaltbarkeit ist im Dünnschliffe fast stets eine kleine Auslöschungsschiefe zu beobachten. — Pleochroismus in dickeren Spaltblättchen c braungelb, b hellgoldgelb, im Dünnschliff $\mathfrak{a} = \mathfrak{b}$ = strohgelb, c goldgelb mit $\mathfrak{c} > \mathfrak{a} = \mathfrak{b}$, also umgekehrt wie bei Astrophyllit. — Chemisch wurde von W. Ramsay die Anwesenheit von Na, Mn, Fe, Ti und Si festgestellt.

L. V. Pirsson (16) beschreibt aus dem Leucittinguaitporphyr von den Bearpaw Mountains, Montana, ein rhombisches Mineral, tafelförmig nach (100), mit (010) und spitzen Pyramiden oder Domen. Spaltung parallel (100). Braun, harzglänzend. Optische Achsenebene parallel (010) mit $a = \mathfrak{c}$, $b = \mathfrak{b}$, $c = \mathfrak{a}$. Pleochroismus schwach, a braun, b gelb, c eine Zwischenfarbe. — Brechungsvermögen hoch, wenigstens 1,6; $\gamma - \alpha$ wenigstens 0,04. Frei von Mn, Ti nur spurenhaft, Fe vorhanden.

Literatur.

(1) Brögger, Z. X. **16**, 200, 1890.
(2) G. A. König, Z. X. **1**, 423, 1877.
(3) Bücking, Z. X. **1**, 432, 1877.
(4) Brögger, Z. X. **2**, 278, 1878.
(5) O. Mügge, Centralbl. 1902, 353.
(6) Leverrier, C. R. **109**, 38, 1889.
(7) Lorenzen, Z. X. **9**, 253, 1884.
(8) Lacroix, Bull. Soc. Géol. France (3) **18**, 537, 1890.
(9) Lacroix, C. R. **109**, 39, 1889.
(10) Gürich, Z. D. G. G. **39**, 102, 1887.
(11) Lacroix, Min. de la France **4**, 762.
(12) Lacroix, Nouv. Arch. Mus. (5) **3**, 132, 1911.
(13) Pirsson, Am. Journ. **29**, 216, 1910.
(14) Hackman, Fennia, **11**, 119, 1894.
(15) Ramsay, Fennia, **3**, 45, 1890.
(16) Pirsson, Am. Journ. **1**, 397, 1895.
(17) Lacroix, Minéraux des roches 156, 1888.
(18) Eakins, Am. Journ. **42**, 34, 1891.

Talk.

Chem. Zus. $H_2Mg_3Si_4O_{12}$; zuweilen mit kleinen Mengen Fe, Mn, Ni und Cr, welch letztere grüne Färbung bewirken.

Morph. Rhombisch? $110 : 1\bar{1}0 = 60^0$ ca.; (110), (010), (001). Blättchen, die in den Gesteinen nur selten idiomorph begrenzt sind. Gern nach einer Richtung in die Länge gezogene platte Stengel. Blättrige und schuppige Aggregate mit rosettenförmiger Anordnung bis zu angenäherter Sphärolithform. — Regellos verfilzte Aggregate von Schüppchen. — Dichte Massen. — Großblättrige, dann gern schwach gekrümmte parallelblättrige Aggregate. Öfter auch faserig.

Koh. Vollkommene glimmerartige Spaltbarkeit nach (001); die Spaltblättchen gemein biegsam. Auf der Spaltfläche ist die Schlagfigur ein dreistrahliger Stern (Fig. 58), dessen einer Strahl mit b zusammenfällt und gegen die beiden anderen um 60^0 geneigt ist. — H. = 1. — d = 2,7—2,8.

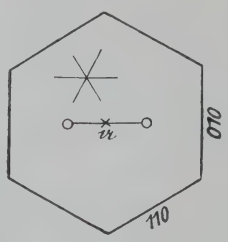


Fig. 58.

Opt. Fettiger Perlmutterglanz auf der Spaltfläche. Farblos, weiß, grünlich bis bläulich; im durchfallenden Licht farblos. — Brechung niedrig. Negative Doppelbrechung stark. a = b, b = c, c = a.

Pennsylvanien $\alpha_{na} = 1{,}539$ $\beta_{na} = 1{,}589$ $\gamma_{na} = 1{,}589$ K. Zimanyi (1)
also $\Delta = -0{,}050$

Sibirien $\Delta = -0{,}038—0{,}043$ A. Michel-Lévy (2).

Auf der Spaltfläche anscheinend senkrecht die spitze negative Bisektrix eines zwischen 20^0 und 6^0 etwa schwankenden 2 E mit deutlicher Dispersion $\varrho > v$. Die Achsenebene ist parallel einem Strahle der Schlagfigur.

Nach Schmutzer (4) können nach rechnerischer und graphischer Ermittlung beträchtliche Auslöschungsschiefen zu den Spaltrissen nur auf solchen Schnitten vorkommen, die nahe senkrecht auf einer optischen Achse stehen oder weniger als ungefähr 10^0 zur Spaltfläche geneigt sind (und infolgedessen deutliche Spaltrisse meist nicht mehr zeigen werden).

In parallel polarisiertem Lichte bisweilen eine schwache Felderteilung auf dünnen Spaltblättchen; die Interferenzfigur oft gestört infolge von

Biegungen und Knickungen der Blättchen. — Die rosettenförmigen und angenähert sphärolithischen Aggregate geben zwischen gekreuzten Nicols im parallelen Lichte zierliche Interferenzkreuze mit positivem Charakter und lebhaft gefärbten Quadranten.

Phys.-Chem. V. d. L. geglüht, blättert er sich auf, leuchtet stark und nimmt die Härte 6 an, ist aber nahezu unschmelzbar. Nach dem Glühen gibt er den vierten Teil seiner Kieselsäure an Sodalösung ab nach Clarke und Steiger (3); der Rest hat die Zusammensetzung des Enstatits, $(SiO_3)_4Mg_3H_2 = 3\,MgSiO_3 + SiO_2 + H_2O$.

F. Malt (5) bestätigte dies und konnte durch Ermittlung der Dichte und optischen Eigenschaften feststellen, daß das entstehende $MgSiO_3$ in der Tat Enstatit ist. — Säuren greifen den Talk kaum an.

Vork. In den Eruptivgesteinen kommt der Talk nur als Pseudomorphose nach Mg-reichen und Al-freien oder -armen Silikaten vor, wie Olivin, Bronzit. Seine Heimat ist das kristalline Schiefergebirge. Bei Mautern in Steiermark ist nach Weinschenk (6) der Talk aus Graphit-Chloritoidschiefer unter Erhaltung der Struktur desselben an seiner Grenze zu Kalkstein hervorgegangen, wie W. meint unter dem Einfluß postvulkanischer Prozesse des benachbarten Granites, dem Weinschenk (7), ebenso wie F. Ammon (8) auch für die Bildung der Lager von Göpfersgrün mit ihren bekannten Pseudomorphosen von T. nach Quarz einen erheblichen Einfluß zuschreiben möchte. Ebenso sind die Talkschiefer auf der Nordseite des Gotthard-Granits nach Hugi (9) aus Pyroxeniten, Peridotiten und Gabbros in der hydrothermalen Phase des magmatischen Abkühlungsprozesses entstanden; dagegen solche in Kontaktzonen in Uruguay nach K. Walther (10) durch Metasomatose von Dolomiten.

Als Talkschiefer bildet er ein eigenes Gestein, im Duelo in der Provinz Galizien nach Macpherson (11), im Listwänit, im Ural nach G. Rose und nach Miclucho-Maclay (12); ebenso ist er im Gemenge mit Chlorit ein wesentlicher Gemengteil der Topfsteine, in denen er gern Tremolitnadeln und Rutil umschließt (so auf Siphnos) nach Ktenas (14), auch bildet er die Grundmasse der bekannten Aktinolithsäulen vom Greiner im Zillertal nach Cathrein (15).

Über die Pseudomorphosen nach Enstatit vergl. p. 341; Pseudomorphosen nach Tremolit beschrieb Tschermak (16), ebenso C. H. Smyth jr. (17) von St. Lawrence Cty., N. Y.; hier sind faserige Varietäten durch Pseudomorphosierung aus Tremolit und Enstatit entstanden, wobei die Umwandlung durch die ganze Masse der letzteren einheitlich erfolgte, etwa nach der Gleichung $CaMg_3(SiO_3)_4 + H_2O + CO_2 = H_2Mg_3(SiO_3)_4 + CaCO_3$. Auch die erheblichen Lager von Talk in N. Carolina sind nach Pratt (18) mit Tremolit und Kalk verknüpft und sicher aus ersteren entstanden.

Ein talkähnliches Mineral, aber mit erheblichem Gehalt an CaO und Al_2O_3 beschrieb Hobbs (13) aus Dolomit von Canaan, Conn.

Literatur.

(1) Zimanyi, Z. X. **22**, 341, 1894.
(2) Michel-Lévy, Bull. Soc. Min. Fr. **7**, 46, 1884.
(3) Clarke und Steiger, Am. Journ. **40**, 306, 1890.
(4) Schmutzer, Versl. K. Ak. Wet. **16**, A, 362, 1907.
(5) F. Malt, Dissert. Leipzig 1913.
(6) Weinschenk, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1900, 41.
(7) Weinschenk, Z. X. **14**, 305, 1888.
(8) F. Ammon, Dissert. Erlangen, 1902.
(9) Hugi, Eclogae Geol. Helv. **16**, 481, 1921.
(10) K. Walther, Z, D. G. G. **66**, 408, 1914.
(11) Macpherson, Anal. Soc. Esp. hist. nat. **10**, 1881, Madrid.
(12) Michucho-Maclay, N. J. 1885 I, 69.
(13) Hobbs, Am. Journ. **45**, 404, 1893.
(14) Ktenas, T. M. P. M. **26**, 257, 1907.
(15) Cathrein, Z. X. **17**, 209, 1890.
(16) Tschermak, T. M. M. 1876, 65.
(17) C. H. Smyth jr., School of Mines Quaterly. No. 4, **17**, 33.
(18) Pratt, North Carolina Geol. Surv. Econ. Pap. No. 3. 1900.

Serpentin.

Chem. Zus. $H_4(Mg, Fe)_3Si_2O_9 = 2\,H_2O.\ 3\,(Mg, Fe)O\,.\,2\,SiO_2$; oft mit Spuren von NiO, CoO, Cr_2O_3, gelegentlich auch MnO und ZnO; auch anscheinend etwas Al_2O_3.

Morph. Wahrscheinlich rhombisch, Achsenverhältnis unbekannt. Es bestehen anscheinend Beziehungen zu Iddingsit und Bastit, die aber noch der Aufklärung bedürfen. — Aggregate von oft sehr feinen kristallinen Fasern (Faserserpentin) oder von Blättchen (Blättchenserpentin, Antigorit).

In den Faserserpentinen ist die Anordnung der Fasern bald eine parallele, wie beim Chrysotil, bald eine mehr oder weniger schwach divergente, wie bei Metaxit, bald eine deutlich radiale, wie bei Pikrolith, dessen Aggregate I. Ordnung indessen gewöhnlich nicht Kugelform haben, sondern makroskopisch dicht, mikroskopisch aber als Rotationsellipsoide sich darstellen. Diese drei Strukturformen, die man als Chrysotilserpentine, Metaxitserpentine und Pikrolithserpentine bezeichnen kann, treten oft in einem und demselben Serpentinvorkommen auf und sind durch Übergangsformen miteinander verknüpft.

Die Blätterserpentine werden repräsentiert durch den Antigorit. Die Blätter liegen meistens parallel übereinander, seltener sind sie verworren durcheinander gewoben oder kreuzen sich angenähert senkrecht in zwei

Hauptrichtungen (Taf. XIV, Fig. 4). Die einzelnen Blätter zeigen keine kristallographischen Umrisse. — Über die Struktur der verschiedenen Serpentine machten M. Websky (1), G. Tschermak (2), F. J. Wiik (3), A. Des Cloizeaux (4), R. von Drasche (5), H. L. Fischer (6), R. Brauns (7) u. a. Mitteilungen.

Koh. Spaltung nach der Blattfläche bei Antigorit. An den Faserserpentinen beobachtete R. Brauns (7) Spaltbarkeit nach einem Prisma von 50° von amphibolartiger Vollkommenheit. — Bruch flachmuschlig bis eben, im kleinen splittrig. — H. = 3—4; milde. Scheinbar höhere Härte ist bald durch vorhandene Reste der Muttermineralien, bald durch eine Imprägnation mit Opal bedingt. — Die Faserserpentine sind z. T. biegsam (Chrysotil), z. T. starr (Metaxit). — d = 2,5—2,7.

Opt. Matt bis wenig glänzend, schwach harzglänzend. — Farbe meist düster, grün in verschiedenen Tönen, auch grau, bräunlich, im durchfallenden Licht grünlich bis farblos, blaugrünlich, gelblichbraun, selten rostrot. — Brechung niedrig, etwa gleich oder wenig höher als Kanadabalsam, indessen schwankend mit dem Wassergehalt. Doppelbrechung schwach. In den Faserserpentinen liegt parallel den Fasern c als spitze Bisektrix eines in weiten Grenzen schwankenden Achsenwinkels. E. Reusch (8) fand an Chrysotil von Reichenstein in Schlesien 2 E = 16° 30′, R. Brauns (7) an Chrysotil von Amelose 2 E = 50° ca. Die Ebene der optischen Achsen liegt im Querschnitt der Fasern parallel der langen Diagonale der Spaltrisse, nimmt man letztere als b und die Faserrichtung als c, so wäre also a = b, b = a, c = c, n = 1,54 ca. $\Delta = +\ 0{,}013$ im Maximum an kanadischem Chrysotil. — Larsen (9) ermittelte an eisenarmem Serpentinasbest vom Grand Canyon bei großem Achsenwinkel a ⊥ zur Spaltfläche und c parallel der Längsrichtung: $\alpha = 1{,}508$, $\beta = 1{,}512$, $\gamma = 1{,}522$; $\Delta = +\ 0{,}014$ ($\pm$ 0,005). Durch Einlegen in Kanadabalsam erhöhte sich aber α auf 1,539 $\pm$ 0,003, wahrscheinlich infolge Wasserverlust; auch ergaben seidige Fasern von Thetford, Kanada und von Lowell, Verm. erheblich höhere Werte:

$\alpha = 1{,}542$,	$\gamma = 1{,}552$,	$\Delta = 0{,}010$ ($\pm$ 0,005)
1,543	1,555	0,012 ($\pm$ 0,005)

Übrigens sinkt bei den fast dichten und den äußerst feinfaserigen Serpentinen die Doppelbrechung durch Kompensation nahezu auf Null.

Ein faseriges Serpentinmineral, das den parallel zur Faser schwingenden Strahl selbst im dünnsten Schliff fast völlig absorbierte, beschrieb Weinschenk (15) aus kontaktmetamorphen Kalken von Schwarzbach und Krumau im Bayerischen Wald, ähnliches auch M. Weber (18). Mit künstlichem Farbstoff angefärbter Serpentin war nach F. Cornu (19) pleochroitisch.

Bei den Blätterserpentinen steht die Ebene der optischen Achsen und die spitze negative Bisektrix senkrecht auf der Spaltfläche. H. Preiswerk (10) fand die Antigoritblättchen des Serpentins vom Geispfadpaß im Oberwallis stets gestreckt nach der Achse kleinster Elastizität und erkannte dieser Längsrichtung parallel verlaufende feine Spaltrisse. Die Durchschnitte mit geringster Doppelbrechung zeigten keine Spaltrisse und ergaben den Austritt einer negativen spitzen Bisektrix. Nach Beobachtungen von A. Lacroix (11) geht die Spaltung im Antigorit parallel (100); danach wäre im Antigorit a = a, b = c, c = b. Will man den Antigorit mit dem Bastit (S. 342) identifizieren, so müßte man den einen um a = a um 90° drehen. Nach G. Tschermak (2) schwankt 2 E von 16°—98°, stets mit $\varrho > v$. Sehr kleinen Achsenwinkel fand Lacroix (13) in dem nach gepreßtem und polysynthetisch verzwillingtem Diopsid pseudomorphen Antigorit in den kontaktmetamorphen Kalken von Quérigut-Millas (Pyrenäen).

Für Antigorit aus dem Wallis geben A. Michel-Lévy und A. Lacroix (12)

$$\alpha = 1{,}560 \quad \beta = 1{,}570 \quad \gamma = 1{,}571 \quad \Delta = -0{,}011.$$

A. Hamberg (14) fand an einem pseudoregulären Antigorit von der Kogrube bei Nordmarken 2 V = 80° 55′, 93° 12′, 72° 30′ an drei verschiedenen Spaltblättchen für Na-Licht, $\beta_{na} = 1{,}502$, $\gamma_{na} = 1{,}511$ und hieraus und $2\,V_{na} = 80°$, $\alpha_{na} = 1{,}490$, also $\Delta = -0{,}021$. Dieser und ein sehr ähnlicher pseudoregulärer Antigorit von Persberg (17) erinnert durchaus an die von J. D. Dana (16) beschriebene Pseudomorphose von der Tilly Foster Eisengrube bei Brewster, N. Y. — Die schwedischen Vorkommnisse spalten nach drei zueinander senkrechten Flächen mit glimmerähnlicher Vollkommenheit und auf jedem Spaltblättchen tritt die negative Bisektrix eines kleinen Achsenwinkels aus, 2 E = 63°—65°. Die Achsenebene liegt bald der einen, bald der anderen Kante der Würfelfläche parallel. — Auch hier sinkt durch Kompensationen die Doppelbrechung bei feinblättrigen Aggregaten bis auf Null herab.

Phys.-Chem. Der Wassergehalt ist nach Zambonini (20) veränderlich mit der Dampfspannung des umgebenden Raumes. Das Wasser, das bis 500° „im feuchten Luftstrom“ entweicht, ist nach Zambonini nur in fester Lösung vorhanden, seine Abgabe verursacht nicht die Entstehung einer neuen Phase, läßt sogar die optischen Eigenschaften unverändert. Erst nach Abzug dieses Wassers erhält man nach Z. für die analysierten Varietäten die Formel $H_4Mg_3Si_2O_9$. — V. d. L. sehr schwer an den Kanten schmelzbar. — F. Löwinson-Lessing (21) fand, daß Serpentin nach achtmonatiger Erhitzung auf 1200—1300° durch Olivin + rhombischen Pyroxen + Enstatitaugit ersetzt war. — Von Salzsäure und leichter von Schwefelsäure unter Abscheidung schleimiger Kieselsäure zersetzt.

Vork. Es ist anzunehmen, daß der Serpentin keineswegs ein bloßes Verwitterungsprodukt ist, sondern in vielen Fällen schon in der pneumatolytischen oder hydrothermalen Periode aus den Mg-Silikaten der Eruptivgesteine entstand, wenn er auch schwerlich, wie Weinschenk (22) für seine Stubachite annahm, eine Ausscheidung des Schmelzflusses selbst war. Benson (23) ist der Ansicht, daß namentlich CO_2- und SiO_2-reiche magmatische Gewässer dabei tätig waren[1]). Auch Löwinson-Lessing (24) hat sich für eine Entstehung des Serpentins (z. B. aus dem Olivin der Dunite) gleich nach dem Eruptionsakt ausgesprochen. — Die faserigen Varietäten scheinen aber im allgemeinen nicht direkt aus Lösungen kristallisiert, sondern mindestens z. T. Pseudomorphosen nach kolloiden Massen zu sein.

Dasjenige Mineral, aus welchem der Serpentin am häufigsten hervorgeht, ist der Olivin. S. 359 ist diese Umwandlung in ihrem Beginn, sowie die dadurch bedingte Entwicklung einer eigentümlichen Maschenstruktur geschildert. Wo nun der Serpentin in recht typischer Weise ausgebildet ist, da kann man oft sehr deutlich dreierlei Formen unterscheiden. Zuerst bemerkt man, die ganze Maschenstruktur eigentlich bedingend, dunkle Adern und auch Bänder (Taf. XIV, Fig. 2) einer tiefgefärbten, oft lauchgrünen und bläulichgrünen Serpentinsubstanz, welche durch ausgeschiedene Metalloxyde fast undurchsichtig zu sein pflegt. Diese Bänder behalten gewöhnlich auf weitere Entfernung hin die gleiche Richtung und entsprechen offenbar den ersten Rissen und Spalten im Olivin, von denen der ganze Prozeß begann. Man kann an denselben bisweilen eine lagenartige Ausbildung wahrnehmen, wobei jede der parallelen Lagen querfaserig ist. Gewissermaßen in den einzelnen Maschen des großen Netzes ein kleineres Netz bildend, sieht man meistens gewundene, in sich selbst zurücklaufende und sich gegenseitig mannigfach kreuzende, grasgrüne Serpentinadern, welche bei stärkeren Vergrößerungen zumal im polarisierten Lichte eine zur Längsrichtung der Adern rechtwinklige Faserstruktur zeigen, wie der Chrysotil; diese Bänder führen keine ausgeschiedenen Metalloxyde. Ebensowenig begegnet man denselben in der oft gelbgrünlichen Serpentinsubstanz, welche die Maschen des kleinen Netzes ausfüllt und offenbar den zuletzt umgewandelten Olivinkörnchen entspricht. Hier pflegt die Struktur sehr feinschuppig bis blättrig mit rosettenförmiger Anordnung zu sein, oder sie wird pikrolithisch. — Eine durch den ganzen Olivin parallele Anordnung von Serpentinfasern, welche nur von den Außenflächen des Kristalls her gewachsen waren, beobachtete Brauns (7) in dem Olivin des Paläopikrits von Amelose. Dabei war der Kristall von einem Netz von

[1] Auch Hugi (29) nimmt im besondern Einwirkung CO_2-haltiger thermaler Gewässer an.

Chrysotilfasern außen umwoben, die parallel der Umgrenzung geordnet waren. Optisch einheitliches Verhalten der aus demselben Olivinkristall entstandenen Serpentinmasse beobachtet man z. B. auch in Pikrit von Tringenstein (Taunus), dabei erfolgt die Auslöschung auch orientiert zum Olivin, so daß wahrscheinlich eine regelmäßige Verwachsung von Serpentin und Olivin vorliegt.

Daß der Olivin sich auch in Blätterserpentin umwandeln könne, wurde zuerst von Fr. Eichstädt (26) an Olivinfelsen und Serpentinen des schwedischen Norrland nachgewiesen, von Fr. Becke (27) an tirolischen Serpentinen bestätigt.

Ein häufiges Nebenprodukt bei der Umwandlung des Olivins in Serpentin ist Tremolit und Aktinolith, seltener Talk.

Bei der zuerst von Br. Weigand (28) beschriebenen Umwandlung der Hornblende und des Strahlsteins in Serpentin treten die Blätterdurchgänge der Amphibole und ihre Querabsonderung bei der Anordnung der Serpentinfasern deutlich hervor. Parallelfaserige Serpentinaggregate stehen senkrecht auf den Spaltflächen der Hornblende, während die innerhalb solcher Spaltrisse liegenden Felder verworren faserig sind. Zwischen gekreuzten Nicols heben sich nun die parallelfaserigen Schnüre, bald nebeneinander parallel verlaufend, bald sich unter 124^0—125^0 schneidend oder rhombische Figuren mit anderen Winkeln und Rechtecke bildend, lebhaft farbig von dem dunklen Grunde der verworren faserigen Felder ab. Es entsteht auf diese Weise eine in hohem Grade charakteristische Struktur, welche Weigand als Gitter- oder Fensterstruktur bezeichnet (Taf. XIV, Fig. 3). — Patton (30) beschreibt eine von Bastit kaum unterscheidbare Substanz in Pseudomorphosen nach Hornblende von Marienbad in Böhmen; es ist $\mathfrak{c} \parallel \mathfrak{c}$ der Hornblende, $\mathfrak{a}$ senkrecht zu (110). Eine Pseudomorphosierung von Diopsid durch Antigorit ähnlich der von Lacroix (12) beobachteten, beschreibt auch Monteanu-Murgoci (31) aus dem Parîngu-Massiv der südlichen Karpathen.

Die kreuzblättrige Struktur des Antigorits wurde von R. v. Drasche (5) und Eug. Hussak (25) an alpinen Vorkommnissen beschrieben und früher ziemlich allgemein als ein Hinweis auf die Abstammung von Pyroxenmineralien gedeutet, indessen beobachtete Weinschenk (22) derartige Gruppierungen auch in unzweifelhaften Olivinen, eingelagert nach dessen Flächen (011). Tertsch (32) fand in faserigem Serpentin des Dunkelsteiner Granulitmassivs bald $\mathfrak{c}$, bald $\mathfrak{a}$ parallel der Faserrichtung; ersterer bildet gewissermaßen die Rahmen, letzterer die Füllung der Fenster im serpentinisierten Olivin.

Alle Serpentine enthalten oft die Einschlüsse der Muttermineralien, sowie unveränderte Reste dieser, die dann noch sicherer als die Struktur die Abstammung erkennen lassen. Sie sind nicht selten durchtränkt von Opal und

fein durchsprenkelt von Carbonaten; ja Opal, Chalcedon und Quarz bilden im Kleinen und Großen förmliche Verdrängungspseudomorphosen nach Serpentin, in denen dann gleichfalls Karbonate gern vorkommen.

Die Neubildung des amorphen Webskyit bei Serpentinisierungsvorgängen beschreibt Brauns (7 u. 33) von Amelose und Bottenhorn. Dieser soll chemisch $H_6(Mg, Fe)_4Si_3O_{13} + 6\,H_2O$, also besonders wasserreich sein, er verliert aber 6 H_2O schon bei 110°. Der W. ist aber nach Rinne's (34) Röntgenuntersuchung kristallin, strukturell nicht merklich verschieden von Faserserpentin. — Radiotin ist von Brauns (33) ein Begleiter des Webskyits genannt; Schnüre radialstrahliger Aggregate, die durch Querabsonderung der Fasern zugleich konzentrisch-schalig erscheinen. Widerstandsfähig gegen HCl. — Villarsit nannte Brauns eine zwischen frischem Olivin und Chrysotil-Serpentin liegende Neubildung im Pikrit von Bottenhorn im hessischen Hinterland.

Literatur.

(1) Websky, Z. D. G. G. **10**, 277, 1856.
(2) Tschermak, S. W. A. **56**, Juli 1867.
(3) F. J. Wiik, Finska Vet. Soc. Förh. Helsingfors 1875.
(4) Des Cloizeaux, Man. de Min. 1862, 110.
(5) v. Drasche, T. M. M. 1871, 1.
(6) H. L. Fischer, Krit. mikr. min. Stud. 4. Forts. Freiburg i. B. 31, 47, 1871.
(7) R. Brauns, N. J. B. B. **5**, 275, 1887 und Z. D. G. G. **40**, 466, 1888.
(8) E. Reusch, Pogg. Ann. **127**, 166, 1866.
(9) Larsen, U. S. Geol. Surv. Bull. **679**, 133, 1921.
(10) Preiswerk, Dissert. Basel 1901.
(11) Lacroix, Nouv. Arch. Muséum III, **6**, 248, 1894.
(12) Michel-Lévy und Lacroix, Min. des roches 1888, 279.
(13) Lacroix, Bull. Serv. Carte géol. France **71**, 1900.
(14) Hamberg, Geol. För. Förh. **26**, 73, 1904.
(15) Weinschenk, Abhandl. Bayer. Ak. II. **19**, 550, 1897.
(16) J. D. Dana, Am. Journ. **8**, 375, 1874.
(17) Hamberg, Geol. För. Förh. **26**, 67, 1904.
(18) M. Weber, Centralbl. 1901, 678.
(19) F. Cornu, T. M. P. M. **25**, 453, 1906.
(20) Zambonini, nach Z. X. **49**, 78, 1911.
(21) Löwinson-Lessing, nach Z. X. **53**, 616, 1914.
(22) Weinschenk, N. J. 1895 I, 223.
(23) Benson, Am. Journ. (4) **46**, 693, 1918.
(24) Löwinson-Lessing, Bull. Soc. Min. Fr. **45**, 40, 1923.
(25) Hussak, T. M. P. M. **5**, 61, 1882.
(26) Eichstädt, Geol. För. Förh. **7**, 333, 1884.
(27) Becke, T. M. P. M. **14**, 271, 1894.
(28) Weigand, T. M. M. 1875, 183.
29) Hugi, Eclogae Helvetiae **16**, 475, 1921.
(30) Patton, T. M. P. M. **9**, 96, 1888.

(31) Monteanu Murgoci, Dissert. München 1901, 23.
(32) Tertsch, T. M. P. M. **35**, 188, 1923.
(33) R. Brauns, N. J. B. B. **18**, 319, 1904.
(34) Rinne, Z. X. **60**, 55, 1924.

Pyrophyllit.

Chem. Zus. $HAlSi_2O_6$ nach Johnsen (1), vielleicht isomorph mit Talk ($H_2Al_2Si_4O_{12}$ gegenüber $H_2Mg_3Si_4O_{12}$).

Morph. u. Koh. Anscheinend rhombisch, aber in den Winkeln mit ähnlich kleinen Abweichungen nach monokliner Symmetrie hin wie die Glimmer, denen er auch sonst ähnlich ist. Deutliche Kristalle nicht bekannt. Blättchen mit sehr vollkommener Spaltbarkeit nach der Tafelfläche, oft verlängert nach einer Richtung, auch sphärolithisch oder um eine als [010] genommene Richtung büschlig gruppiert. Auch stenglige und dichte Aggregate (Agalmatolith z. T.), an Blättchen von der Westanå-Grube in Schonen nach Weibull (2) zuweilen hexagonale Umrisse erkennbar; Weibull erhielt auch Schlagfiguren ähnlich denen der Glimmer, denen hier Absonderungsflächen parallel gehen. — Gemein biegsam. — H = 1,5. — d = 2,81—2,92, nach Weibull 2,768.

Opt. In Übereinstimmung mit den älteren Angaben von Des Cloizeaux und Michel-Lévy und Lacroix und denen von Weibull (an Blättchen der Westanå-Grube) ist die spitze negative Bisektrix senkrecht auf den Blättchen, die Ebene der optischen Achsen parallel einem Strahl der Schlagfigur, $2V = 62^0$, $n = 1{,}58$, $\Delta = 0{,}041$. An dem Vorkommen von Indian Gulch Mariposa Co., Kalifornien, ermittelte Larsen (3) Auslöschung und Achsenebene parallel der langen Kante der Blättchen, $2V = 53—60^0$, $\varrho > v$; $\alpha = 1{,}552$, $\beta = 1{,}588$, $\gamma = 1{,}600$, $\Delta = -0{,}048$ ($\pm 0{,}003$). Danach ohne Analyse schwer von Glimmer und Talk unterscheidbar.

Phys.-Chem. Gibt erst bei hoher Temperatur unter Weißwerden Wasser ab und zeigt nach H. Le Chatelier (4) bei gleichmäßiger Wärmezufuhr eine deutliche, bei 700° endigende Verzögerung des Temperaturanstiegs, bei 850° eine undeutliche. — Über die künstliche Darstellung vergl. Königsberger und Müller (9).

Vork. Auf Klüften von Phylliten und kristallinischen Schiefern; so bei Pyschminsk unfern Beresowsk im Ural nach Loewinson-Lessing (5) im Gemenge mit einer ähnlichen, von ihm Pseudopyrophyllit genannten Substanz von der Zusammensetzung $3\,MgO \cdot 4\,Al_2O_3 \cdot 9\,SiO_2 \cdot 8\,H_2O$; bei Ottré in den Ardennen, in den Schiefern von Ouro Preto, Brasilien, nach Gorceix (6) zusammen mit Cyanit, bei Chesterfield, Südkarolina, mit Cyanit und Lazulith. — Bei Strehlen in Schlesien in Granitgängen. — Als pneumatolytisches Gangmineral in großen Mengen nach Dörpinghaus (7)

zusammen mit Amblygonit und Zinnerz bei Caceres in Spanien; in mächtigen Adern als Umwandlungsprodukt von Liparit an der Concepcion-Bai (Neufundland) nach Buddington (8), seine Bildung scheint dort mit der Granitintrusion in Verbindung zu stehen, indem er Liparit dort pseudomorphosiert, wo die vom Granit ausgehenden Lösungen hinreichend reich an SiO_2 waren, während an andern Stellen durch kalireichere Lösungen Pinitisierung (Serizitisierung) des Liparit eintrat.

Literatur.

(1) Johnsen, Centralbl. 1911, 34.
(2) Weibull, nach N. J. 1900 I, - 197 -.
(3) Larsen, U. S. Geol. Surv. Bull. **679**, 124, 1921.
(4) H. Le Chatelier, Bull. Soc. Min. Fr. **10**, 204, 1887.
(5) Loewinson-Lessing, nach N. J. 1897 I, - 435 -.
(6) Gorceix, Bull. Soc. Min. Fr. **6**, 32, 1882.
(7) Dörpinghaus, Arch. f. Lagerstättenforschung Heft 16, Berlin 1914.
(8) Buddington, Journ. Geol. **24**, 130, 1916.
(9) Königsberger und Müller, N. J. B. B. **44**, 433, 1921.

Natrolith.

Chem. Zus. $Na_2Al_2Si_3O_{10} . 2\,H_2O$; meist mit kleinem Gehalt an Ca, auch ein wenig K.

Morph. Rhombisch, hemimorph nach c nach den von Baumhauer (1) untersuchten Ätzfiguren; 0,9785 : 1 : 0,3536 (Brögger).

$$110 : 1\bar{1}0 = 88^0\,45{,}5' \qquad 111 : 110 = 63^0\,10{,}5'.$$

(110), (111), (010), (100). Die aufgewachsenen Kristalle oft flächenreich. Zwillinge hemitrop nach (110) nach Baumhauer auf Grund der Ätzfiguren und des optischen Verhaltens. Die gesteinsbildenden Natrolithe kaum je mit erkennbaren Flächen, sondern in Pseudomorphosen nach Sodalith, Nosean, Nephelin und anderen Silikaten; dann fast stets parallelstrahlige, eisblumenartig divergent- bis radialstrahlige, nicht selten sphärolithische, aber auch regellos verworrene Faseraggregate bildend. Die Längsrichtung entspricht anscheinend stets der Vertikalachse, doch ist im Auge zu behalten, daß es im Langesund einen nach b gestreckten Typus gibt mit 301 : 301 $= 94^0\,37'$.

Koh. Spaltbarkeit nach (110) meistens nur in Querschnitten zu beobachten. Bruch muschlig bis uneben. — H. = 5—5,5. — d = 2,17—2,25.

Opt. Glasglanz. Farblos bis gelblich, bräunlich und trübe bei sehr geringen Querdimensionen. — Brechung niedrig, positive Doppelbrechung mäßig. — $\mathfrak{a} = \mathfrak{a}$, $\mathfrak{b} = \mathfrak{b}$, $\mathfrak{c} = \mathfrak{c}$. — Um die spitze positive Bisektrix $\varrho < v$.

Brögger (2) maß an Kristallen von Stollö:

	α	β	γ	Δ	2 V
Li	1,4729	1,4763	1,4853	+ 0,0124	61° 56′
Na	1,4754	1,4790	1,4887	0,0133	62° 15′
Tl	1,4780	1,4817	1,4918	0,0138	62° 34′

Danach ist N = + 9,5.

Die sphärolithischen Aggregate geben sehr zierliche stehende Kreuze mit c ‖ der Faserrichtung.

Phys.-Chem. V. d. L. leicht schmelzend. Leicht mit HCl gelatinierend. Koenigsberger und Müller (4) konnten den größten Teil des Na_2O durch K_2O ersetzen, als sie N. von Böhmisch-Leipa 24 St. bei 180° mit 25% KCl-Lösung behandelten.

Künstl. Darst. Doelter (3) erhielt dünne, gerade auslöschende Nadeln mit Prisma und Pyramide aus Lösungen, in denen gepulverter Natrolith in kohlensäurehaltigem Wasser mehrere Wochen auf 160° erhitzt war.

Vork. In Drusenräumen basaltischer (diabasischer) und namentlich phonolithischer Gesteine; ebenso auf Spalten namentlich der Tiefengesteine der Alkalireihe, seltener der Granite und Syenite. Gelegentlich auch auf Klüften metamorpher Sedimente und kristalliner Schiefer. Vielfach auch in Pseudomorphosen nach alkalireichen Silikaten.

Literatur.

(1) Baumhauer, Centralbl. 1913, 310.
(2) Brögger, Z. X. **16**, 598, 1890.
(3) Doelter, N. J. 1890 I, 134.
(4) Koenigsberger und Müller, Zeitschr. f. anorg. Chem. **104**, 1, 1918 und N. J. B. B. **44**, 402, 1921.

Thomsonit.

Chem. Zus. $(Ca, Na_2)_2Al_4Si_4O_{16} . 5 H_2O$.

Morph. Rhombisch; 0,9932 : 1 : 1,0066 Brögger. (100), (110), (010), (001), (401), (012) und andere Formen. Habitus prismatisch nach c, oft mit starker Abplattung nach (100). Prismenzone vertikal gestreift, Basis geknickt nach einem sehr stumpfen (0kl). — Radialstrahlig blättrige Aggregate gestreckt nach c. — Nach Hibsch (2) zuweilen regelmäßig verwachsen mit Natrolith.

Koh. Spaltbarkeit sehr deutlich nach (010) und (100). — Querabsonderung angenähert parallel (001) gelegentlich zu beobachten. — H. = 5—5,5. d = 2,3—2,4.

Opt. Glasglanz. — Farblos durchsichtig. Lichtbrechung schwach, positive Doppelbrechung stark. — a = a, b = c, c = b.

An Kristallen von Kaaden in Böhmen maß Des Cloizeaux (1) für rot:

$$a = 1{,}497,\ \beta = 1{,}503,\ \gamma = 1{,}525;\ \Delta = + 0{,}027;\ 2\,E \text{ rot} = 85^0\,45'$$
$$2\,E \text{ blau} = 88^0\,36'.$$

Danach wäre es der stärkst doppelbrechende Zeolith [1]).

Phys.-Chem. V. d. L. unter Anschwellen zu weißem Glase schmelzend; in der Schmelze sind nach Doelter (3) deutliche Kristalle von Anorthit, zuweilen auch von Nephelin zu erkennen. — Gelatiniert mit Salzsäure.

Vork. In Drusenräumen und Spalten basaltischer (diabasischer), tephritischer und porphyritischer Gesteine. Auch in den südnorwegischen Gängen und als Umwandlungsprodukt der Nepheline in den Nephelinsyeniten, der Plagioklase in den kristallinen Schiefern.

Literatur.

(1) Des Cloizeaux, Man. du Min. 1862, 374.
(2) Hibsch, T. M. P. M. **34**, 197, 1917.
(3) Doelter, N. J. 1890 I, 133.

Mineralien des monoklinen Kristallsystems.

In monoklinen Kristallen gibt es nur eine ausgezeichnete [2]) Richtung und Ebene; gleichwertige Flächen und gleichwertige Richtungen allgemeinster Lage erscheinen also nur paarweise. In optischer Hinsicht gibt es nur eine Zone von Flächen, nämlich (h0l), für welche die Auslöschung zwischen gekreuzten Nicols orientiert und also ohne Dispersion erfolgt. Die als Zwillingsebenen ausgezeichneten Flächen gehören meist dieser Zone an, die durch Kohäsionseigenschaften ausgezeichneten liegen meist entweder ebenfalls in ihr oder sind (010). Der Winkel zwischen den in (010) liegenden Achsen des Fresnelschen Bezugsellipsoids und den krystallographischen Achsen c (oder a), die sog. Auslöschungsschiefe, ist mit Dana (System, 1892, p. XXXVI) als positiv bezeichnet, wenn die Auslöschungsrichtung im stumpfen Winkel β liegt, als negativ, wenn im spitzen. Sind die Kristalle gestreckt nach [010], so werden die (leistenförmigen) Längsschnitte orientiert, die Querschnitte im allgemeinen schief auslöschen; sind sie taflig nach (010), so werden die (ebenfalls leistenförmigen) Querschnitte im allgemeinen schief auslöschen; und ebenso die Tafelschnitte; sind sie taflig noch (h0l), so werden Tafelschnitte orientiert, Querschnitte im allgemeinen schief auslöschen. Sind sie gestreckt nach einer Richtung [h0l] in (010), so werden Längs- und Querschnitte im allgemeinen schief auslöschen. Die stärkste Dispersion der Auslöschungs-

[1]) Sehr abweichende Werte fand Scheit [bei Hibsch (2)] für Th. von Salesl in Böhmen, nämlich für Na: $\alpha = 1{,}521$, $\beta = 1{,}523$, $\gamma = 1{,}534$. $\Delta = 0{,}013$; $2\,V = 49^0\,12'$.

[2]) Vergl. Anmerkung p. 277.

richtungen ist nicht mehr an die Nähe der optischen Achsen gebunden (wie bei rhombischen Kristallen), da hier zur Dispersion der optischen Achsen eine Dispersion der in (010) liegenden Achsen des Fresnelschen Bezugsellipsoids tritt, die sich am stärksten in Schnitten nach (010) bemerkbar macht. Das Interferenzbild senkrecht zu den Mittellinien erscheint im weißen Licht daher symmetrisch: entweder nur nach der Spur der Achsenebene (sog. geneigte Dispersion) oder senkrecht zu dieser Spur (horizontale Dispersion) oder in bezug auf den Mittelpunkt der Interferenzfigur (gekreuzte Dispersion). — Bei farbigen Kristallen liegen in (010) die Maxima und Minima der Absorption für jede Farbe weder mehr parallel den Schwingungsrichtungen für dieselbe Farbe noch zueinander senkrecht, so daß bei symmetrischer Achsenlage der Untergrund beider Achsen verschieden gefärbt und der Pleochroismus in der Richtung jeder optischen Achse ein verschiedener sein kann.

Baddeleyit.

Chem. Zus. ZrO_2, mit kleinem und wechselndem Gehalt an Eisenoxyden. Durch Einschlüsse bedingt sind Beimengungen von SiO_2, Al_2O_3, MgO, CaO, Alkalien und Glühverlust. v. Hevesy und Jantzen (13) wiesen im brasilianischen Vorkommen 1,8% HfO_2 nach.

Morph. Monoklin; 0,9871 : 1 : 0,5114, $\beta = 81^0\,14{,}5'$ [Hussak (1)]. (100) herrschend, oft gewölbt und rauh; (001) fast stets vorhanden, stark glänzend; (110), ($\bar{1}11$) häufiger als (221), beide klein, sehr glänzend; ($\bar{1}01$) schmal, stark glänzend, (021) stark entwickelt, glänzend. Seltener und vereinzelt (010), (120), (230), (101) breit, stark glänzend, (203), ($\bar{2}01$). — Habitus tafelförmig nach (100) und gestreckt nach der Symmetrieachse. Durchweg verzwillingt nach (100), oft in polysynthetischer Wiederholung; auch Berührungs- und Durchkreuzungszwillinge nach (110), ebenfalls gern mit zahlreichen eingeschalteten Zwillingslamellen (Fig. 59 nach E. Hussak); selten Berührungs- und Durchkreuzungszwillinge nach (201). Das erste und zweite Zwillingsgesetz treten sehr oft zusammen auf.

$100 : 110 = 44^0\,17'.5$	$021 : 001 = 45^0\,19'$	$001 : \bar{1}01 = 29^0\,4'$
$100 : 120 = 62^0\,52'$	$110 : 221 = 32^0\,33'.5$	
$100 : 101 = 55^0\,51'$	$\bar{1}10 : \bar{1}11 = 58^0\,15'.5$	
$100 : 20\bar{1} = 48^0\,11'.5$	$\bar{1}11 : 021 = 30^0\,30'$	

Koh. Spaltbarkeit ziemlich vollkommen nach (001), wenig vollkommen nach (010). — Absonderung nach den Zwillingsflächen (110). Bruch unvollkommen muschlig bis uneben. Spröde. — H = 6,5. — d = 6,025 [Fletcher (2)]; Blake und Smith (3) fanden an Kristallen von Ceylon d = 5,71—5,82 (bei nur 0,82 Fe_2O_3).

Opt. Fettglanz in starken Glasglanz übergehend, an undurchsichtigen Kristallen metallartiger Glasglanz ähnlich dem von Columbit. — Selten farblos; meist gelb, braun bis eisenschwarz. Im durchfallenden Licht farblos, gelb, braun; am Mte. Somma auch sehr hellgrünlich bis farblos in dünnen Blättchen; oft in zonarem Wechsel, auch in regelloser Verteilung verschieden, sehr selten sanduhrförmig geordnet in den nach der Vertikalachse gestreckten Kriställchen. — Strich weiß bis bräunlichweiß.

$\mathfrak{b} = b$, $\mathfrak{c} : \mathfrak{a} = 13^0$ ca. nach Fletcher, $11^0\,8'$ nach Hussak im stumpfen Winkel β; $\mathfrak{a} : \mathfrak{c} = 2^0\,32{,}5'$ im spitzen Winkel β nach Hussak (Fig. 60)[1]. Nach Larsen (4) ist $\alpha = 2{,}13$, $\beta = 2{,}19$, $\gamma = 2{,}20$; also $\Delta = -0{,}07$; $2V = 30^0$ (gem.) $2E = 70^0$. Optisch negativ, $\varrho > v$ ziemlich stark. — Nach Hussak ist $2E = 70$—75^0; nach Rogers (5) geneigte Dispersion; nach

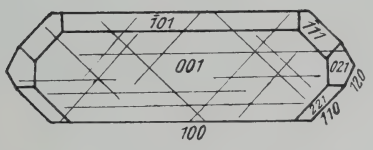


Fig. 59.

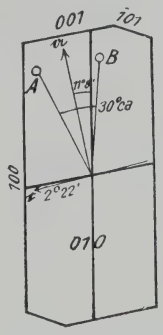


Fig. 60.

Fletcher ist bei der auf $(\bar{1}01)$ ungefähr senkrechten Achse B die konkave Seite der Hyperbel schwach blau.

Pleochroismus in dickeren Schliffen deutlich, $\mathfrak{b}$ ölgrün, $\mathfrak{a}$ und $\mathfrak{c}$ rötlichbraun, wenig verschieden.

Phys.-Chem. V. d. L. nicht schmelzbar, stark leuchtend, weiß werdend. Schmelzpunkt 2585° nach Ruff (14). In gewöhnlichen Säuren unlöslich, im feinen Pulver von konzentrierter Schwefelsäure nur sehr schwierig angegriffen, durch längeres Schmelzen mit Kaliumbisulfat gelöst.

Künstl. Darst. A. E. Nordenskjöld (12) erhielt durch Auflösen von ZrO_2 in schmelzendem Borax nach teilweiser Verflüchtigung des letzteren Kristalle von ZrO_2, die mit Zinnstein isomorph waren. Über andere Darstellungsweisen von ZrO_2 berichtet L. Weiß (11).

Vork. Der Baddeleyit wurde von L. Fletcher (2) in den Edelsteinsanden von Rakvana in Ceylon zusammen mit Geikielit entdeckt und beschrieben. Von Eug. Hussak (1) mit dem von ihm früher als Brasilit (6)

[1]) Aus β und $\mathfrak{c} : \mathfrak{a}$ ergibt die Fig. 60 für $\mathfrak{a} : c = 2^0\,22{,}5'$.

aus den Sanden des Jacupirangits (Magnetitpyroxenit vom Jacupiranga, einem Nebenflusse des Rio Ribeira im südlichen Teil des Staates São Paulo, Brasilien) aufgestellten Mineral identifiziert. Ebenso entdeckte ihn Eug. Hussak (7) eingewachsen in den Magnetitolivinausscheidungen des Alnöer Eläolithsyenits und meint, daß auch die brasilianischen Baddeleyite solchen, nicht mehr anstehenden, sondern durchaus vergrusten Spaltformen der S. Paulaner Eläolithsyenite entstammen. Die Kristalle erreichen selten eine Länge von 5 mm, sondern sind gewöhnlich nur 1—2 mm groß.

Für die Entstehungsart bezeichnend scheint auch das von Rogers (5) beschriebene Vorkommen im Korundsyenit von Montana (mit nur 44% SiO_2), da daraus wahrscheinlich wird, daß sich B. anstatt Zirkon nur da aus Magmen bildet, wo diese arm an SiO_2 sind.

Pneumatolytischen Ursprungs ist anscheinend das von Zambonini (8) entdeckte Vorkommen in Sanidinit vom Mte. Somma in Begleitung von viel Zirkon neben Flußspat, Orthit, Pyrrhit und Magnetit.

Anhang. E. Hussak (9) beschrieb Zirkonoxydfavas aus den Sanden des Rio Verdinho am Fuße der Serra de Caldas, Minas Geraes, die aus dem Gebiete der Alkalisyenite und Eläolithsyenite stammen. Farbe dunkelbraun bis rotbraun mit grauen Flecken und grünlichschwarz. — Bruch z. T. etwas erdig. — H. = 7 etwa. — d = 4,9—5,1 bei den grauen, 5,408 bei den braunen und grünen. Mikrokristallin. Hussak ist geneigt, sie zum Baddeleyit zu stellen. Auch in Diamantsanden des Rio St. Barbara, S. Paulo, Rio Paraguassú, Bahia, und in der Gegend von Diamantina gefunden. Sie bestehen aus 97% ZrO_2 mit kleinen Mengen von Eisen usw. J. Reitinger (10) fand in einer hellbraunen Probe aus dem Gebiet der Serra de Caldas mit d = 4,850 : SiO_2 15,35, ZrO_2 81,64, TiO_2 0,51, Fe_2O_3 1,10, Al_2O_3 0,90, Glühverlust 0,63 und in einer schiefergrauen ebendaher mit d = 5,245 : SiO_2 1,94, ZrO_2 93,18, TiO_2 0,61, Fe_2O_3 2,76, Al_2O_3 0,64, Glühverlust 0,47. Anstehend als 5—6 mm dicke Krusten auf zersetztem Syenitboden desselben Gebietes findet sich Zirkonoxyd mit ausgezeichneter Glaskopfstruktur, und d = 5,538, (SiO_2 0,48, ZrO_2 97,19, TiO_2 0,48, Fe_2O_3 0,92, Al_2O_3 0,40, Glühverlust 0,38.) Diese Krusten sitzen meistens zunächst auf einer mikrokristallinen und oft porösen dunkelgrünlichgrauen, wesentlich auch aus ZrO_2 bestehenden Masse. Parallel zur Faserung geschliffen zeigt sich ein konzentrisch schaliger Wechsel von hell- und dunkelbraunen Schichten, parallele Auslöschung, starke Doppelbrechung, Pleochroismus dunkelölgrün parallel zur Faserung, hellbraun senkrecht dazu. Im Schnitt quer zur Faserung ist die Farbe dunkel kastanienbraun; im konvergenten Licht das Kreuz der einachsigen Substanzen. Spaltrisse nach einem rechten Winkel. Danach sind diese Substanzen nicht Baddeleyit, sondern eine quadratische Form von $Zr.O_2$.

Mir vorliegende Schliffe dieses Zirkonoxyd-Glaskopfes zeigen bei recht

starker Doppelbrechung $\mathfrak{a} \parallel$ der Faserrichtung, optische Einachsigkeit konnte im Schnitt senkrecht zur Faser nicht festgestellt werden. Die Zwischenräume zwischen den Glaskopfkugeln sind von meist einheitlichem Zirkon ausgefüllt, der überall scharf am Glaskopf absetzt. — Schmilzt nach L. Weiß (11) noch nicht bei 3000°, hat sehr geringen Ausdehnungskoeffizienten.

Literatur.

(1) Hussak, T. M. P. M. **14**, 395, 1895.
(2) Fletcher, Min. Mag. **10**, 148, 1894.
(3) Blake und Smith, Min. Mag. **14**, 378, 1907.
(4) Larsen, U. S. Geol. Surv. Bull. **679**, 43, 1921.
(5) Rogers, Am. Journ. **33**, 54, 1912.
(6) Hussak, N. J. 1892 II, 141.
(7) Hussak, N. J. 1898 II, 228.
(8) Zambonini, Atti R. Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli (2 a), **15**, No. 12, 1912.
(9) Hussak, T. M. P. M. **18**, 334, 1898.
(10) Reitinger, Z. X. **37**, 567, 1903.
(11) L. Weiß, Zeitschr. f. anorg. Chem. **65**, 178, 1909.
(12) A. E. Nordenskjöld, Pogg. Ann. **114**, 625, 1861.
(13) v. Hevesy und Jantzen, Zeitsch. f. anorg. Chem. **133**, 113, 1924.
(14) Ruff, Zeitschr. anorg. Chem. **82**, 391, 1913.

Hydrargillit.

Chem. Zus. $Al(OH)_3$.

Morph. Monoklin, 1,7089 : 1 : 1,9184. $\beta = 85^0\,29'$ Brögger (1). Sechsseitige Blättchen mit (001), (100), (110), ($\bar{1}01$), auch mehrere abgeleitete Prismen und positive Hemipyramiden. — Zwillingsbildungen nach mehreren Gesetzen, besonders nach der Basis und dieses Gesetz kombiniert mit anderen Gesetzen, besonders einem dem Glimmerzwillingsgesetz entsprechenden. Meistens divergent-strahlig-blättrige bis kuglige, auch stalaktitische Aggregate.

$110 : 1\bar{1}0 = 119^0\,10{,}5'$; $001 : 110 = 87^0\,43'$; $001 : \bar{1}01 = 50^0\,50'$.

Koh. Glimmerähnliche Spaltung nach (001). — Schlagfigur nach O. Mügge (2) dreistrahlig, die Strahlen anscheinend senkrecht gegen die Kanten der Basis zu (100) und (110). — H. = 2,5—3. — d = 2,34—2,42.

Opt. Glasglanz, auf der Basis Perlmutterglanz, dichte Aggregate oft nur schimmernd. — Farbe weiß, grau, gelblich, rötlich; farblos durchsichtig. — Brechungsindex niedrig; positive Doppelbrechung stark. Die Ebene der optischen Achsen in der Symmetrieebene, b = $\mathfrak{b}$, die positive Bisektrix ist gegen die Achse c um — $20^0\,57'$ im spitzen, gegen die Normale auf (001) um $25^0\,26'$ im stumpfen Winkel β geneigt, Fig. 61 u. 62. — Winkel der optischen Achsen schwankend von 0^0 (Langesund) bis nahezu 40^0 (Slatoust). [Brögger (1)].

Nach Des Cloizeaux (3) ist an Kristallen vom Ural die Ebene der optischen Achsen bald parallel, bald senkrecht zur Symmetrieebene, auch

schwankt ihr Winkel wie auch die Lage ihrer Bisektrix beträchtlich mit der Temperatur. Dispersion stark $\varrho > v$ bei normalsymmetrischer, $\varrho < v$ bei symmetrischer Lage der Achsenebene. Die Achsenbilder durch die Zwillingsbildung oft gestört.

$$\alpha = \beta = 1{,}5347, \quad \gamma = 1{,}6036, \quad \Delta = +\,0{,}0689\,^{1}).$$

Wülfing (4) fand für Hydr. vom Ural nach der Einbettungsmethode $\alpha = \beta = 1{,}579 \pm 0{,}007$.

Phys.-Chem. Nach Milligan (5) bleibt H. in Luft von gewöhnlichem Feuchtigkeitsgehalt bis 145° unverändert, dann entweicht Kristallwasser bis 200°, ein Rest des Wassers geht erst weit oberhalb 200° fort und die Konzentrationstemperaturkurve gleicht jetzt einer Adsorptionskurve. Das entstehende Al_2O_3 ist sehr porös. Das bei 275° entwässerte Produkt nimmt

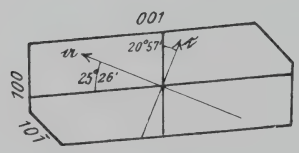


Fig. 61.

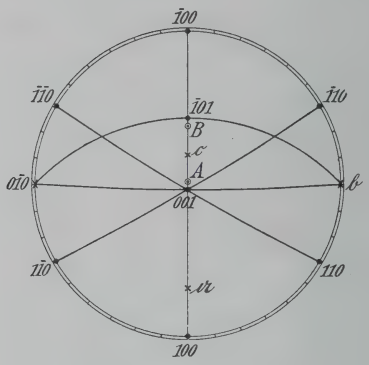


Fig. 62.

zwar Wasser wieder auf, aber lediglich durch Adsorption, es entsteht kein $Al(OH)_3$ wieder. Je höher vorher erhitzt war, desto geringer ist die Menge dieses adsorbierten Wassers. Das bei 325° hergestellte Al_2O_3 zeigt im Röntgenlicht keine Hydrargillitstruktur mehr, auch keine Ähnlichkeit mit Diaspor (auch nicht nachdem wieder Wasser adsorbiert ist) oder mit Korund. Spuren von letzterem erscheinen im Röntgenogramm erst nach Erhitzen auf 1000°, stärkere nach noch stärkerem Erhitzen.

In konzentrierter Schwefelsäure löslich, ebenso nach Boese (6) bei feiner Verteilung in verdünnter kalter Salzsäure.

---

[1]) $\alpha = \beta$ berechnet von Brögger (1) aus der wirklichen Schiefe $c : \mathfrak{c} = 20° 57'$ und der Neigung der in Luft austretenden Strahlen gegen die Normale auf (001) = 41° 17,5' für den Hydr. des Langesund, γ dagegen erschlossen aus dem nach dem Gladstone-schen Gesetz berechneten mittleren Brechungsindex 1,5577 und dem Wert von $\alpha = \beta$.

Künstl. Darst. A. de Schulten (8) erhielt Kristalle von Hydrargillit aus einer gesättigten Lösung von Aluminiumhydroxyd in verdünntem Ammoniak durch sehr langsame Vertreibung des Ammoniaks aus der erhitzten Lösung. Größere Kristalle in den Formen und Zwillingsbildungen der natürlichen erhielt er durch Fällung einer heißen alkalischen Lösung von $Al(OH)_3$ mit Kohlensäure [1]).

Vork. Der Hydrargillit begleitet gern Korund und Smirgel und hat als Verwitterungsprodukt von Feldspaten eine weite Verbreitung im Laterit und besonders in den bauxitisch verwitternden Basalten, worüber A d. Liebrich (7) lehrreiche Beobachtungen an vogelsbergischen Vorkommnissen mitteilt. In den südfranzösischen Bauxiten ist Hydrargillit nach J. de Lapparent (12) ein Hauptgemengteil neben Kaolin, Halloysit, Eisenglanz, Goethit und Rutil, zwischen denen in größerer oder geringerer Menge ein Tonerdehydrogel liegt. Rinne (14) fand in Bauxit von Les Baux durch Röntgenuntersuchung außer Hydrargillit und Kaolin auch Diaspor und Feldspat, dagegen waren amorphe Stoffe wahrscheinlich nicht vorhanden. Von besonderem Interesse ist aber der von J. Böhm (16) geführte Nachweis, daß der Bauxit auch Al(O OH) in einer bis dahin nicht bekannten Modifikation enthält, die er Bauxit nennt und die nach ihrem Röntgenogramm das Analogon zum Lepidokrokit (Rubinglimmer, p. 285) ist. — In den Pegmatiten Madagaskars bildet B. nach Lacroix (13) vielfach Pseudomorphosen nach Mikroklin.

Von großem Interesse ist das von Zambonini (15) entdeckte Vorkommen in Fumarolen des Vesuv (zusammen mit Bassanit).

Aluminiumhydrogel bildet in tropischen Klimaten einen wesentlichen Bestandteil der als Bauxit und Laterit bekannten Zersetzungsrückstände mancher Gesteine, aus denen es schon mit verdünnter NaOH ausgezogen werden kann nach Bauer (9) und H. Warth (10). Es bildet erdige oder wie Rahm aussehende, öfter auch knollige Massen; weiß, grau, rötlich, an der Zunge klebend, durch Druck Politur annehmend. d = 2,42. — Leicht löslich auch in heißer Schwefelsäure, weniger in heißer Salzsäure.

Literatur.

(1) Brögger, Z. X. **16**, 16, 1890.
(2) Mügge, N. J. 1884 I, 56.
(3) Des Cloizeaux, Nouv. Recherches 1867, p. 138.
(4) Wülfing, Heidelberger Ber. 1911, No. 20, p. 8.
(5) Milligan, Journ. phys. Chem. **26**, 247, 1922 nach Chem. Centralbl. 1922 III, 303.
(6) Boese, N. J. B. B. **34**, 299, 1912.

[1]) Der Niederschlag von $Al(OH)_3$ aus konzentrierten Al-Salzlösungen ist nach Böhm und Niclassen (11) anfangs amorph, wird aber bald kristallin, und zwar gibt er dann dasselbe Debye-Röntgenogramm wie „Bauxit", nicht wie Hydrargillit. In der Siedehitze gefülltes Tonerdehydrogel enthält nach Böhm (16) schon Bauxit der Zusammensetzung AlO(OH), was für die Entstehung des Laterits in den Tropen von Interesse ist.

(7) Liebrich, Dissert. Gießen 1891.
(8) de Schulten, Bull. Soc. Min. France **19**, 157, 1896.
(9) M. Bauer, N. J. 1898 II, 192.
(10) Warth, Centralbl. 1902, 176.
(11) Böhm und Niclassen, Zeitschr. anorg. Chem. **132**, 4. 1923.
(12) J. de Lapparent, C. R. **178**, 581, 1924.
(13) Lacroix, Minéralogie de Madagascar II, 256 und III, 93, 1922/23.
(14) Rinne, Z. X. **60**, 60, 1924.
(15) Zambonini, Atti R. Acc. fis. mat. Napoli (2a), **15**, No. 12, 1912.
(16) J. Böhm, Zeitschr. f. anorg. Chemie, **149**, 215, 1925.

Kryolith.

Chem. Zus. $3\,NaF \cdot AlF_3$.

Morph. Monoklin, holoedrisch; 0,9663 : 1 : 1,3882, $\beta = 89^0\,49'$, Krenner (1).

(110), (001), (100), (101), ($\bar{1}01$), (011) u. a. Formen in pseudoregulären, meist würfelähnlichen Kombinationen. Fast stets verzwillingt nach den Pseudowürfelflächen (110) und (001) und den Pseudorhombendodekaederflächen (100), (112) und ($11\bar{2}$) (wahrscheinlich auch nach den zu den genannten Flächen annähernd senkrechten Kanten des Pseudowürfels), namentlich auch in den spätigen, körnigen Aggregaten.

$110 : 1\bar{1}0 = 88^0\ 2'$	$011 : 001 = 54^0\,10'$
$110 : 001 = 89^0\,52'$	$011 : 100 = 89^0\,53\frac{1}{2}'$
$101 : 001 = 55^0\ 2'$	$112 : 001 = 44^0\,54'$
$\bar{1}01 : 001 = 55^0\,17'$	$111 : 010 = 51^0\,37\frac{1}{2}'$.

Koh. Spaltbarkeit vollkommen nach (001), etwas weniger nach (110) (vielleicht nur Absonderung nach den Zusammensetzungs- und Gleitflächen der Zwillinge). Bruch uneben. — Beim Erhitzen fungieren anscheinend alle oben genannten Zwillingsebenen (und -Achsen) als Gleitflächen (bezw. Schiebungsrichtungen) für einfache Schiebungen mit dazu annähernd senkrechten Kanten (bezw. Flächen) des Pseudowürfels und Pseudorhombendodekaeders als Grundzonen (bezw. zweite Kreisschnittebenen) nach O. Mügge (2). — H. = 2,5. — d = 2,95—3,0.

Opt. Farblos, schneeweiß; in der Nähe von begleitendem (He-haltigem) Flußspat makroskopisch schwarz. Schwacher Glas- bis Fettglanz, auf (001) etwas Perlmutterglanz. Sehr schwache positive Doppelbrechung, die beim Erwärmen nach Mügge (3) noch abnimmt. Achsenebene normalsymmetrisch, $c : c = -43^0\,54'$ (im spitzen Winkel β nach Dana), $2E = 59^0\,24'$ (gelb) nach Krenner (4) $\varrho < v$. Krenner fand für Na-Licht:

$$\alpha = 1{,}3385,\quad \beta = 1{,}3389,\quad \gamma = 1{,}3396,\quad \Delta = +0{,}0011$$

(also ungefähr wie Eis I).

Phys.-Chem. Erfährt beim Erhitzen nach Mügge (3) eine umkehrbare Zustandsänderung (unter voraufgehender regulär mimetischer Verzwillingung)

in reguläre Kristalle, sie erfolgt nach Nacken (8) bei rd. 570°, schmilzt danach bei rd. 920° unter Abgabe von etwas AlF_3; beim Wiederkristallisieren wird etwas NaF isomorph aufgenommen (aber nur von den regulären Krystallen). — In Wasser sehr merklich löslich (1 Teil in 2730 Wasser bei 12°); aus solchem Wasser entsteht in Dampfkesseln Kryolith als Kesselstein nach Johnstrup (5). — Schnell zersetzt durch Schwefelsäure.

Vork. Als mächtige Einlagerung zwischen albitreichem, längs der Grenze in Greisen umgewandeltem Granit und sehr großkörnigem Pegmatit bei Ivigtut (Westgrönland) mit Einsprengungen von Eisenspat, Bleiglanz, Kupferkies und anderen geschwefelten Erzen und Wolframit in den inneren Teilen, außerdem mit Quarz, Feldspat, Flußspat, Zinnstein, Molybdänglanz und Columbit in den äußeren. Nach Baldauf und Beck (6) wahrscheinlich aus Schmelzfluß erstarrt, und zwar unter Druck von AlF_3[1]), das also auf die Nachbargesteine einwirken konnte (das natürliche Mineral zeigt keinen Ueberschuß an NaF gegenüber der Formel Na_3AlF_6). Die mimetisch verzwillingten derben Massen sind dann nur Paramorphosen nach der regulären Modifikation. — Nach Tenne und Calderón (7) in kleinen Mengen auch bei Sallent (Aragonien) in Begleitung von Flußspat. — Sehr spärlich auch bei Miask am Ural mit Topas und anderen Fluorverbindungen. — Im Granit des Pikes Peak, Col.

Literatur.

(1) Krenner, nach Hintze, Handb. I, 2507, 1915.
(2) Mügge, Jahrb. d. Hamburg. wissenschaftl. Anstalten f. 1883 und N. J. B. B. **14**, 246, 1901.
(3) Mügge, Centralbl. 1908, 35.
(4) Krenner, Z. X. **53**, 66, 1913.
(5) Johnstrup, nach Hintze, Handb. I, 2523, 1915.
(6) Baldauf und Beck, Zeitschr. f. prakt. Geol. **18**, 432 u. 440, 1910.
(7) Tenne und Calderón, Min. d. Iberischen Halbinsel 1902, 143.
(8) Nacken, Centralbl. 1908, 35.

Bischofit.

Chem. Zus. $MgCl_2 . 6 H_2O$.

Morph. Monoklin, holoedrisch.

1,3872 : 1 : 0,8543, $\beta = 86° 18'$ Mügge (1).

(110), (111), (20$\bar{1}$), (100) u. a. Formen, meist etwas gestreckt nach c. Zwillinge nach der Kante [110 : 20$\bar{1}$] = [11$\bar{2}$] (Fig. 63 u. 64). Vielfach großkörnige Massen, auch faserig.

110 : 1$\bar{1}$0	= 108° 17′	20$\bar{1}$: 100	= 40° 32′
110 : 111	= 42° 32′	001 : 111	= 45° 18′
1$\bar{1}$0 : 111	= 101° 24′	110 : 201	= 63° 30′.

[1]) Ohne solchen schmilzt reiner Kryolith nach Nacken unter teilweiser Zersetzung; vergl. oben.

Koh. Außerordentlich leicht einfache Schiebungen nach der Kante $[110 : 20\bar{1}] = [1\bar{1}2] = \sigma_1$, mit $K_2 = (11\bar{1})$, wobei die irrationale Gleitfläche K_1 (nicht aber die irrationale Zwillingsfläche!) fast genau mit (110) zusammenfällt. — Absonderung nach K_2, vielleicht auch Spaltung nach (110) (Taf. XIV, Fig. 5). — H. = 1,5. — Fließdruck nach Geller (7) mit sinkender Temperatur rasch ansteigend von rd. 500 kg/cm² bei 100° auf rd. 17 000 kg/cm² bei — 44°. — d = 1,591 nach Przibylla (2).

Opt. Farblos, schwacher Glasglanz. Ebene der optischen Achsen senkrecht (010), $c : \mathfrak{b} = +9{,}5^0$ im stumpfen Winkel β (Fig. 65). — Auf (110) bildet eine Auslöschungsrichtung mit c einen Winkel von ca. 11° im spitzen Winkel der Kante zu (001). Je eine optische Achse auf (110) nahezu senkrecht. Görgey (3) fand

$$\alpha = 1{,}495,\ \beta = 1{,}507,\ \gamma = 1{,}528,\ \Delta = +0{,}033\ (\mathrm{Na}).$$

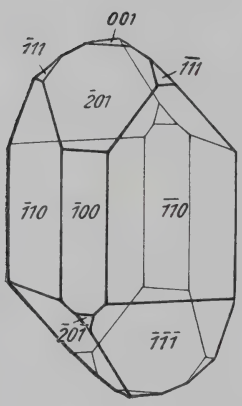


Fig. 63.

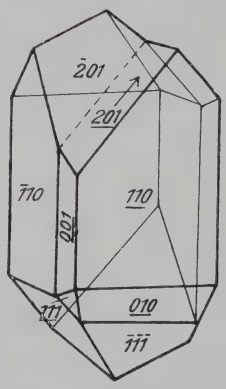


Fig. 64.

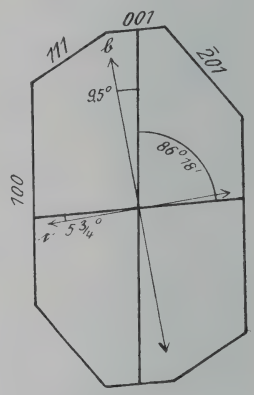


Fig. 65.

Aus dem von Mügge gemessenen Winkel 2 H = 88° 44′ (Na) um a berechnete Görgey 2 V (um c) = 79° 24′. Es ist $\varrho > v$ (schwach) um c. Gekreuzte Dispersion deutlich.

Phys.-Chem. Schmilzt nach van't Hoff (4) unter Ausscheidung von $MgCl_2 . 4\,H_2O$ bei 117°, nach Przibylla (2) bei 116,2°, und zwar unter Ausdehnung. Die Schmelzkurve erreicht nach Geller mit steigendem Druck zunächst ein Maximum von rd. 147° bei rd. 1500 kg/cm², erfährt dann einen Knick bei rd. 128° und 2900 kg/cm² und steigt dann ununterbrochen bis 253° bei rd. 28 000 kg/cm². (Fig. 65 a.) Jenseits des Knickpunktes erfolgt das Schmelzen vermutlich kongruent. Untere Grenze der Bildungstemperatur in gesättigter NaCl-Lösung unterhalb 4—5°, obere bis über 83°. — Sehr leicht löslich in Wasser und Alkohol. An der Luft zerfließend. — Geschmack stechend bittersalzig.

Vork. In den deutschen Meeressalzablagerungen bei Leopoldshall in der Kieseritregion, auf der Hercynia bei Vienenburg nach Przibylla (2) im höchsten hangenden Salzlager über dem Carnallit; zusammen mit diesem, mit Steinsalz und Kieserit als letzte Ausscheidung des Meereswassers, also vergleichbar dem letzten Erstarrungsrest pyrogener Gesteine. Wie diese zuweilen die feinsten bis papierdünnen Spalten erfüllend, und nach Przibylla hier nicht aus wässeriger Lösung, sondern aus Schmelzfluß abgeschieden. Die Verflüssigung des Bischofits fand nach Jänecke (5) nach Absenkung in eine Tiefe von mehr als 3500 m[1]) statt, seine Schmelze drang dort auch in das Liegende ein und führte die dort vorhandenen Salze in Carnallit über. Indessen hält Rózsa (6) die primäre Ausscheidung des Bischofits (und seine Betätigung bei späteren Umbildungen) für zweifelhaft.

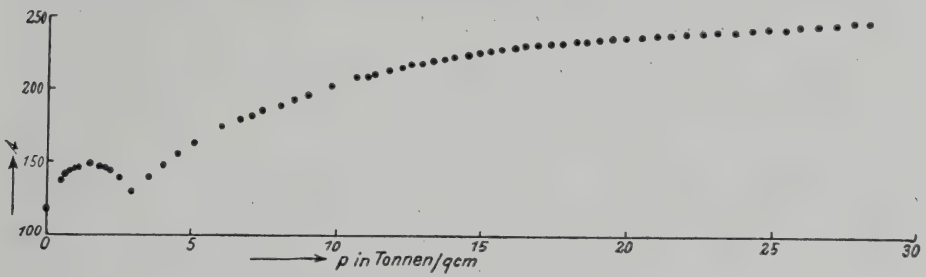


Fig. 65 a.

Literatur.

(1) Mügge, N. J. 1906 I, 91.
(2) Przibylla, Centralbl. 1904, 237.
(3) Görgey, T. M. P. M. **29**, 200, 1910.
(4) van't Hoff, Ozeanische Salzablagerungen 1912.
(5) E. Jänecke, Entstehung der deutschen Kalisalzlager. 1915.
(6) Rózsa, Zeitschr. f. anorg. Chemie **97**, 41, 1916.
(7) Geller, Z. X. **60**, 414, 1924.

Hydromagnesit.

Chem. Zus. $4\,MgO \cdot 3\,CO_2 \cdot 4\,H_2O$.[2])

Morph. Monoklin, 1,1374 : 1 : 0,9304, $\beta = 65^0\,52'$ Rogers (1).

(100), (110), (001), (011); selten (021), (041); nach Messung an Kristallen von Alameda Cty., California; kleine, nach c verlängerte Tafeln nach (100); stets verzwillingt nach (100), auch lamellar. Kristalle aber sehr selten, meist

[1]) Der Druck beträgt hier rd. 900 Atm., die eine Schmelztemperatur von rd. 143° verlangen, während hier nur rd. 115° zu erwarten sind.

[2]) Ein Mineral von der Zusammensetzung des Hydromagnesits, aber mit anderer Symmetrie u. optischen Eigenschaften beschrieb Weinschenk (7) von Lancaster.

nur dünne Nädelchen, in büschligen, kugeligen und auf Klüften flach scheibenförmigen Aggregaten. Mehlige Überzüge, erdige Massen.

Koh. Spaltbarkeit nach (010) vollkommen; Absonderung nach der Zusammensetzungsfläche der Zwillinge (100). — H. = 3,5. — d = 2,152.

Opt. Optische Achsenebene normalsymmetrisch; Doppelbrechung positiv.

$c : a = + 47^0\,9'$, $b = c$, $c : b = - 42^0\,51'$ (Fig. 66).

$\alpha = 1{,}523$, $\beta = 1{,}527$, $\gamma = 1{,}545$, $\Delta = + 0{,}022$.

Nach Rogers (3) ist das Fehlen anomaler Interferenzfarben gegenüber Brucit charakteristisch.

Phys.-Chem. V. d. L. nicht schmelzend; in kalter Salzsäure langsam unter Aufbrausen löslich. Geglühter Hydromagnesit schlägt ebenso wie geglühter Brucit aus einer $AgNO_3$-Lösung rasch braunes, in größerer Menge schwarzes Ag_2O nieder.

Vork. H. ist ein nicht seltenes Umwandlungsprodukt in Serpentin und serpentinisierenden Olivingesteinen. Tschermak (4) beschrieb ihn so von Kraubat in Steiermark, Brugnatelli (2) aus Serpentin im Aosta-Tal, Leneček (5) als Umwandlungsprodukt von Periklas in körnigen Kalken von Predazzo, Steuer (6) aus der chinesischen Provinz Honan. Zambonini (8) fand faserige Aggregate in Kalkblöcken aus den Tuffen der Campania, z. T. in poikilitischer Verwachsung mit dolomitischem Kalk; er ist nach Z. wahrscheinlich entstanden durch die Wirkung warmer, wässeriger Lösungen auf dolomitischen Kalk. — Damit identisch ist wahrscheinlich der Giorgiosit von Santorin. — Rogers (3) beobachtete den H. bei Crestmore in Kalifornien in kristallinem Kalk als äußerliches Umwandlungsprodukt von Brucit, während er selbst noch wieder in ein amorphes Magnesiumhydrosilikat (vielleicht Deweylit) umgewandelt war. Ferner (1) fand er schmale Adern in Serpentin an verschiedenen Stellen der Küstenkordillere Kaliforniens, z. T. mit meßbaren Kriställchen.

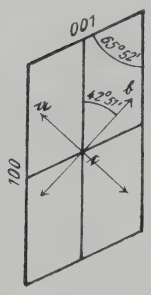


Fig. 66.

Artinit [Brugnatelli (2)] ist dem H. nahe verwandt.

Literatur.

(1) Rogers, Am. Journ. (5) **6**, 37, 1923.
(2) Brugnatelli, Centralbl. 1903, 144 u. 663.
(3) Rogers, Am. Journ. (4) **46**, 581, 1918.
(4) Tschermak, T. M. M. 1871, 113.
(5) Leneček, T. M. P. M. **12**, 428, 1892.
(6) Steuer, N. J. B. B. **10**, 489, 1896.
(7) Weinschenk, Z. X. **27**, 569, 1897.
(8) Zambonini, nach N. J. 1923 I, 381.

Glauberit.

Chem. Zus. $Na_2SO_4 . CaSO_4$.

Morph. Monoklin, holoedrisch;
1,2200 : 1 : 1,0275; $\beta = 67^0\,49'$ v. Zepharovich.
(001), (111), (110), (311), (100) und andere Formen. Kristalle taflig nach (001), zuweilen auch prismatisch nach (111).

$001 : 111 = 43^0\ 2'$ $\quad 111 : 1\bar{1}1 = 63^0\,42'$
$001 : 110 = 75^0\,30\frac{1}{2}'$ $\quad 110 : 1\bar{1}0 = 96^0\,58'$.

Koh. Spaltbarkeit vollkommen nach (001), unvollkommen nach (110). — H. = 3,2. — d = 2,85.

Opt. Glas- bis Fettglanz. Farblos, auch rötlich. Ebene der optischen Achsen bei gewöhnlicher Temperatur senkrecht (010); $c : a = 30^0\,46'$ im stumpfen Winkel β (Na-Licht). Doppelbrechung negativ.

$\alpha = 1{,}515$, $\beta = 1{,}532$; $\gamma = 1{,}536$; $\Delta = -0{,}021$; $2V = 71^0\,10'$ (Na-Licht) bei 18°. $\varrho > v$.

Im Dünnschliff fallen seine Durchschnitte nach Boeke (1) durch braungelbe Polarisationsfarben auf. — Optische Konstanten mit der Temperatur stark veränderlich [Laspeyres (2)]. Nach E. H. Kraus (3) tritt Einachsigkeit ein für Na-Licht bei 42,9°, Li-Licht bei 51,8°.

Phys.-Chem. Wird beim Erhitzen trüb nach H. Müller (4) und scheint also vor dem Schmelzen zu zerfallen; aus der Schmelze kristallisiert auch nicht Glauberit, sondern $CaSO_4$ und das Doppelsalz $CaSO_4 . 4\,Na_2SO_4$. — Kristallisiert aus der wässerigen Lösung seiner Komponenten bei 29° nach van't Hoff (5). Wird durch Wasser bei gewöhnlicher Temperatur zersetzt unter Ausscheidung von Gips, in gesättigter NaCl-Lösung aber nur teilweise, und bei gleichzeitiger Gegenwart von Na_2SO_4 tritt nach van't Hoff (6) bei einem gewissen Gehalt daran Rückbildung von Glauberit unter Aufzehrung des Gipses ein. — Geschmack schwach brackig.

Vork. In den deutschen Meeressalzablagerungen ziemlich selten (Westeregeln, Staßfurt), Wolkramshausen bei Nordhausen, hier nach Boeke (7) in langgestreckten, sechsseitigen Blättchen (dem Nebengestein des Rinneit). — Häufig in Ischl, Hallein und Hallstadt, hier in grobspätigen, gewaltigen Massen eingelagert im Anhydrit nach Görgey (8). Auch bei Kalusz im Haselgebirge als mächtige, knollenförmige Einlagerungen und in Stebnik bei Drohobycz nach Görgey (9).

Im Steinsalz bei Villa Rubia (Neukastilien) und an andern Orten. — In den Salpeterlagern von Chile und Peru. — Auch im Krater von Vulcano beobachtet zusammen mit Hieratit (K_2SiF_6) nach Hintze, Handb. I, 2562. Eine Zusammenstellung der Vorkommen gab J. d'Ans (10).

Literatur.

(1) Boeke, N. J. 1909 II, 35.
(2) Laspeyres, Z. X. **1**, 529, 1877.
(3) Kraus, Z. X. **52**, 321, 1913.
(4) Hans Müller, N. J. B. B. **30**, 35, 1910.
(5) van't Hoff, S. B. A. 1905, 478.
(6) van't Hoff, S. B. A. 26. Okt. 1899, p. 810.
(7) Boeke, N. J. 1909 II, 34.
(8) Görgey, T. M. P. M. **29**, 1. u. 2. Heft, 1910.
(9) Görgey, T. M. P. M. **29**, 6. Heft, 1910.
(10) J. d'Ans, Habilit Schr. Darmstadt 1909, p. 43.

Gips.

Chem. Zus. $CaSO_4 . 2 H_2O$.

Morph. Monoklin, holoedrisch; 0,6899 : 1 : 0,4124, $\beta = 80^0\,42'$, Des Cloizeaux.

Nach (010) dicktaflige Kristalle mit (111), (110), seltener auch ($\bar{1}11$) oder positiven (h0l). Oft gestreckt nach der Kante von (110) und dann gern verzwillingt nach (100), oder gestreckt nach (111) und dann sehr selten so verzwillingt. — Auch linsenförmige Kristalle mit stark gerundeten Kanten und Ecken der Form (111), ($\bar{1}03$) und sehr kleinen (110), gern verzwillingt nach (101).

$110 : 1\bar{1}0 = 68^0\,30'$ $\quad$ $100 : \bar{1}01 = 66^0\ 9^1/_3'$
$111 : 1\bar{1}1 = 36^0\,12'$ $\quad$ $\bar{1}11 : \bar{1}\bar{1}1 = 41^0\,20'$.
$101 : 100 := 52^0\,55{,}5'$
An Zwillingen nach (100) ist $\underline{\bar{1}01} : \bar{1}01 = 47^0\ 11^1/_3'$
„ „ „ (101) ist $\underline{\bar{1}01} : \bar{1}01 = 57^0\ 9^2/_3'$.

Zwillingslamellen bei beiden Gesetzen sehr selten; Verwachsungsebenen vielfach unregelmäßig.

Tafeln und blättrige Aggregate; parallelfaserige Aggregate nach Rich. Schmidt (1) gestreckt nach einer Richtung in (010), meist [001], körnige bis dichte Massen (Alabaster).

Koh. Spaltbarkeit höchst vollkommen nach (010); vollkommen nach ($\bar{1}11$) („faseriger Bruch"), weniger vollkommen nach (100) („muschliger Bruch"). Translation nach T = (010), besonders leicht längs t = [001], daher Biegsamkeit um die Richtung f $\perp$ t in (010), auch in Zwillingen nach (100) nach Mügge (2). Die Translationsfähigkeit nach Johnsen (3) sehr gering bei der Temperatur der flüssigen Luft, daher bei dieser Temperatur die Spaltflächen ($\bar{1}11$) nicht mehr faserig durch Translationsstreifung, sondern glatt und ebenflächig. — H. = 2. — d = 2,32.

Opt. Glasglanz, auf (010) zuweilen Perlmutterglanz. Farblos, weiß; durch Beimengungen von kohligen und tonigen Substanzen und Eisen-

verbindungen oft grau, gelb, rot, braun, schwarz. Im Dünnschliff farblos. — Optische Achsen in (010); schwache positive Doppelbrechung. Die Mittellinie c bildet nach Berek (4) mit dem faserigen Bruch bei 20° für Na-Licht einen Winkel $\varphi = 14^0\,4'$ (Montmartre); φ ist für $\lambda = 710\ \mu\mu$ etwa 12′, für $\lambda = 413\ \mu\mu$ etwa $1^0\,2'$ größer, hat ungefähr für Na ein Minimum (Fig. 67 u. 68). Daher merkliche Dispersion der Auslöschung in (010).

Für die Brechungsindices und Achsenwinkel fand Dufet (5) an Kristallen vom Montmartre:

	α	β	γ	Δ	2V (gem.)
Li	1,5177	1,5198	1,5267	+ 0,0090	$57^0\,27'$
Na	1,5205	1,5226	1,5296	0,0091	$58^0\ 5'$
Tl	1,5259	1,5280	1,5352	0,0093	$57^0\,23'$.

Der Achsenwinkel ist also für Na größer als für Li und Tl [1]). Keine erhebliche Dispersion der Doppelbrechung durch (010) (N = + 32,6). Ehringhaus (25) fand nach der Streifenmethode für $\beta - \alpha$ (senkrecht zur spitzen Bisektrix) ein schwaches Maximum ungefähr bei $\lambda = 536{,}4\ \mu\mu$.

Brechungsindices und Achsenwinkel stark veränderlich mit der Temperatur. Nach Mitscherlich (6) tritt Einachsigkeit bei etwa 92° ein.

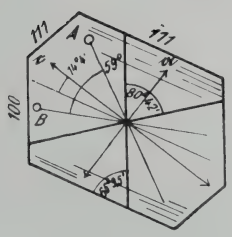


Fig. 67.

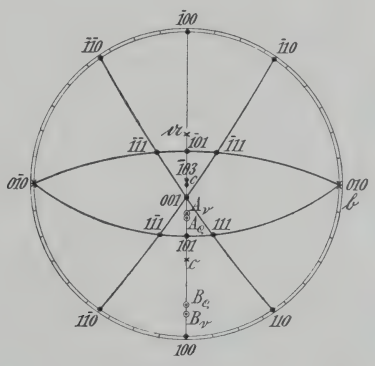


Fig. 68.

Spätere genaue Messungen von Kraus und Peck (7) haben diese Bestimmung entgegen den unrichtigen Angaben von Tutton durchaus bestätigt, sie fanden Einachsigkeit für Na bei 91,12°, oberhalb dieser Temperatur ist also die Achsenebene für Na normalsymmetrisch; zugleich hat sich c um etwa $5\frac{1}{2}^0$ gedreht. — Nach Rinne (8) ist die Doppelbrechung bei der Temperatur der flüssigen Luft erheblich stärker, φ um etwa 3° vermindert; Panichi (24) hatte gefunden bei — 167° um $2^0\,49\frac{1}{2}'$.

[1]) Vergl. auch Berek, Centralbl. 1912, 739.

Phys.-Chem. Schmilzt nach van't Hoff (10) im geschlossenen Rohr bei 107,2° unter 970 mm Druck inkongruent unter Zerfall in $CaSO_4 . \frac{1}{2}H_2O$ und gesättigte Lösung. Unter den beim Erhitzen auf etwa 125° entstehenden Neubildungen ist nach Lacroix (11) und Gaudefroy (12) auch ein hexagonales Anhydrid. V. d. L. blättert er sich auf und schmilzt zu weißem Email.

In Wasser sind (im Gleichgewicht mit Gips) 0,1926 g pro Liter bei 10° löslich; im Gleichgewicht mit Gips und Anhydrit bei 63,5° beträgt die Löslichkeit 0,1996 g pro Liter; oberhalb 63,5° ist Gips mit Wasser nicht mehr beständig, es entsteht Anhydrit. Jene Gleichgewichtstemperatur von 63,5° erniedrigt sich bei Gegenwart von Steinsalz auf 30°, bei Gegenwart von Bischofit sinkt sie auf unter 0°. — Leichter als in Wasser löslich in Säuren.

Künstl. Darst. Spezia (20) zeigte, daß bei der Reaktion verschiedener Sulfate auf Chlorcalciumlösung bei gewöhnlicher Temperatur auch dann noch Gips entsteht, wenn der Druck dabei 500 Atm. beträgt. — Interessant ist die von A. Goldberg (21) mitgeteilte Bildung von Gipskristallen in Dampfkesseln. Fletcher (22) beobachtete die Bildung von Zwillingen nach (101) (nicht unähnlich denen vom Montmartre) in einem Destillierapparat, der mit SO_4-, CO_3-, NO_3-, Cl-, Ca-, K-,Na- und Mg-haltigem Wasser gespeist wurde.

Vork. Gips ist vielfach durch Wasseraufnahme aus Anhydrit entstanden, und zwar verläuft die Reaktion $CaSO_4 + nH_2O = CaSO_4 . 2H_2O + (n-2)H_2O$ unter erheblicher Volumenverminderung (vergl. Anhydrit). Der G. für sich allein bildet die als körniger und dichter Gips bekannten Gesteine, die durch Beimengung von Ton und Kalk in Gipsmergel übergehen. Sie sind zum großen Teil Meeresbildungen. Von dem Gehalt des Meerwassers an Ca und SO_4 kommen durch Einengung bei 25° zunächst $^2/_3$ als Gips zur Abscheidung. In den reinen Gipsen sind die Individuen allotriomorph, mit zunehmenden Beimengungen von Kalk und Ton werden sie mehr und mehr idiomorph, bald linsenförmig, bald tafelförmig, anscheinend nie säulenförmig. In Tonen sind Gipse oft entstanden durch die Einwirkung von Pyrit auf ihren Kalk; an den Vulkanen durch die Einwirkung ihrer SO_2 auf die Auswurfsmassen , ähnlich nach E. Kaiser (13) als Verwitterungsprodukt dolomitischer Sandsteine durch die Einwirkung SO_2haltiger Rauchgase, z. B. am Kölner Dom und nach Kling und Florentin (14) an Pariser Bauten. Die im Ton entstandenen Kristalle sind oft ringsum ausgebildet. Ihre Oberfläche ist oft in hohem Grade korrodiert und geätzt. Mit dem Studium dieser Ätzfiguren beschäftigte sich neben anderen Autoren eingehend Alfr. Mühlhäuser (15), der auch die regelmäßige Anordnung der Einschlüsse von tonigen Substanzen und Eisenoxyden auf Ebenen beobachtete, welche die zu den verschiedenen Flächen gehörigen Anwachspyramiden trennen.

Auch Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse sind in den Gipskristallen und den körnigen Gipsen bald in unregelmäßiger Form, bald in Kristallnegativen nicht selten. Akzessorisch findet man im körnigen und dichten Gips eingewachsene Individuen von Calcit, Dolomit, Siderit, Magnesit und Quarz. Die erste mikroskopische Beschreibung der Gipsgesteine lieferte Fr. Hammerschmidt (16); eine eingehende Bearbeitung der eocänen und oligocänen Gipse des Pariser Beckens und mancher rezenten Gipsbildungen gab A. Lacroix (17). Besonders die mannigfachen Pseudomorphosierungen des Gipses durch Karbonate und Kieselmineralien (Quarz, Chalcedon, Lutecit, Quarzin, Opal) finden dort klare Beleuchtung.

Gelegentlich auch als Zement von Sanden ähnlich einheitlich kristallisiert wie Kalkspat im sogen. kristallisierten Sandstein von Fontainebleau. Als Versteinerungsmittel rezenter Lamellibranchiaten bei Adaïto (Erythraea) in einer vom Meer abgetrennten Lagune, wobei jede Muschelschale aus nur einem Gipskristall besteht, nach Ungemach (18).

Daß in den Fasergipsen von Zimmersheim im Oberelsaß die Faserrichtung ‖ c liegt, zeigte Beckenkamp (19); Richard Schmidt (1) fand dagegen in zahlreichen Vorkommen die Fasern zwar stets gestreckt nach einer Richtung in (010), aber nur bei feinen Fäden alle parallel c, die anderen schwankend um diese Richtung, je gröber sie wurden, desto mehr.

Bassanit nannte Zambonini (23) ein Mineral, das Gips in Drusenräumen der Vesuvlaven pseudomorphosiert. Es sind parallel gelagerte Nädelchen mit schwacher Doppelbrechung, c ‖ der Längsrichtung. Z. möchte es für identisch halten mit dem von Lacroix (11) beschriebenen hexagonalen $CaSO_4$.

Literatur.

(1) Rich. Schmidt, Dissert. Kiel 1911.
(2) O. Mügge, N. J. 1898 I, 93.
(3) Johnsen, Centralbl. 1918, 234.
(4) Berek, N. J. B. B. **33**, 583, 1912.
(5) Dufet, Bull. Soc. Min. Fr. **11**, 123, 1888.
(6) Mitscherlich, Pogg. Ann. **8**, 520, 1826.
(7) Kraus und Peck, 19. Rep. Michigan Ac. Sc. p. 95, 1917.
(8) Rinne, Centralbl. 1902, 13.
(9) Jänecke, „Kali“ **10**, Heft 24, 1916.
(10) van't Hoff, Zeitschr. phys. Chem. **45**, 266, 1903.
(11) Lacroix, C. R. **126**, 360, 1898.
(12) Gaudefroy, C. R. **158**, 2006, 1914 und **159**, 263, 1914.
(13) E. Kaiser, N. J. 1907 II, 42.
(14) Kling und Florentin, C. R. **175**, 962, 1922.
(15) Mühlhäuser, T. M. P. M. **20**, 367, 1901.
(16) Hammerschmidt, T. M. P. M. **5**, 245, 1882.
(17) Lacroix, Nouv. Archives du Muséum. Paris **9**, 201, 1897.
(18) Ungemach, Bull. Soc. Min. Fr. **45**, 97, 1922.

(19) Beckenkamp, Z. X. **17**, 331, 1890.
(20) Spezia, Atti R. Acc. Torino **21**, 20. Juni 1886.
(21) Goldberg, Chem.-Zeitg., **41**, 889, 1917.
(22) Fletcher, Min. Mag. **16**, 137, 1911.
(23) Zambonini, Atti R. Ac. Sc. fis. mat. Napoli **15**, No. 22. 1912.
(24) Panichi, Centralbl. 1902, 321.
(25) Ehringhaus, N. J. B. B. **41**, 342, 1917.

Kieserit.

Chem. Zus. $MgSO_4 . H_2O$.[1])

Morph. Monoklin, holoedrisch;
0,9046 : 1 : 1,7739; $\beta = 88^0\,52\frac{1}{2}'$ Bücking (1).

Habitus meist pyramidal durch Vorherrschen von (111) und ($\bar{1}11$); daneben (113), ($\bar{1}13$), (012) u. a. Formen. Zwillinge nach (001) selten. Tschermak (2) beobachtete in Kristallen von Hallstadt Zwillingslamellen[2]), deren Zwillingsachse in (111) liegt. Nach Beobachtungen von Grandinger (3) an Material von der Hildesia bei Hildesheim [z. T. auch Zwillinge nach (001)] ist wahrscheinlich [110] Zwillingsachse, und die Verwachsungsebene (nach der optische Symmetrie nicht vorhanden ist), liegt annähernd parallel (221), (entspricht also vielleicht einer irrationalen Gleitfläche).

$\bar{1}11 : \bar{1}\bar{1}1 = 78^0\,28'$	$012 : 0\bar{1}2 = 83^0\,7'$
$\bar{1}11 : \bar{1}13 = 28^0\,16'$	$111 : 1\bar{1}1 = 77^0\,16\frac{1}{2}'$
$\bar{1}\bar{1}3 : \bar{1}13 = 53^0\,0'$	$\bar{1}11 : 111 = 87^0\,51'$
$111 : \bar{1}\bar{1}3 = 27^0\,31'$	$11\bar{1} : 111 = 41^0\,26'$

Koh. Spaltbarkeit vollkommen nach ($11\bar{1}$) und ($11\bar{3}$), unvollkommen nach (111), (101) und (012). — Unter den häufigeren Salzmineralen auffallend durch seine hohe Härte, H. = 3,7 [Görgey (3)]. — d = 2,573.

Opt. Glasglanz, zuweilen mit Lichtschein, der anscheinend durch die Spaltbarkeit veranlaßt wird [nach Tschermak (2)]; weiß bis grau. Optische Achsen in (010); $c : c = 76\frac{1}{2}^0$ im stumpfen Winkel β, nach Tschermak (2) (Fig. 69) Doppelbrechung positiv nach Görgey (4)
$\alpha = 1{,}523$, $\beta = 1{,}535$, $\gamma = 1{,}586$, $\Delta = +0{,}063$, $2E = 90^0\,0'$, $2V = 56^0\,54'$ (Na).
$\varrho > v$ und deutliche geneigte Dispersion. Dagegen fand Lück (7)
$\alpha = 1{,}5178$, $\beta = 1{,}5310$ $\gamma = 1{,}5832$, $\Delta = +0{,}0654$, $2V = 54^0\,46'$ (Na) mit $\varrho > v$.

Phys.-Chem. Verliert sein Wasser erst oberhalb 200°. — Nimmt an der Luft Wasser auf und überzieht sich mit einer Kruste von Bittersalz; in Wasser aber nur langsam löslich und aus leichter löslichen Salzgemengen daher

[1]) Da das Wasser erst bei 200° entweicht, ist die Formel vielleicht $H(Mg\,OH)SO_4$; darauf weist vielleicht auch die Langsamkeit der Auflösung in Wasser und die große Härte.

[2]) Auch beobachtet von K. Beck (5), ebenso von M. Naumann (6), der meinte, daß sie dem „gewöhnlichen" Gesetz, Zwillingsebene (111) entsprechen.

durch Wasser isolierbar. — Bildungstemperatur aus rein wässerigen Lösungen über 68°, aus NaCl-gesättigten Lösungen über 35,5°, bei gleichzeitiger Sättigung auch an Carnallit und Bischofit über 18° (ca.). — Seine Paragenese gibt wichtige Hinweise über seine Bildungstemperatur, nämlich oberhalb:

18°	bei	Paragenese	mit	Steinsalz	+	Carnallit +	Bischofit,
25°	„	„	„	„	+	„ +	Kainit,
32°	„	„	„	„	+	„ +	Leonit,
37°	„	„	„	„	+	Langbeinit,	
72°	„	„	„	„	+	Sylvin.	

Vork. Kieserit kann in der Natur bei niedrigeren Temperaturen primär nur aus Lösungen mit erheblichem Gehalt an Chloriden kristallisieren; er

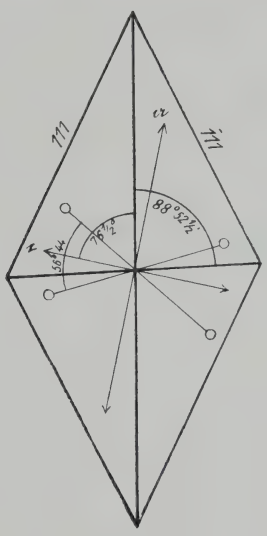


Fig. 69.

fehlt daher unter den Ausscheidungen der Binnenseen, ist dagegen sehr verbreitet in den deutschen Meeressalzablagerungen. Er kommt hier aber erst kurz vor den Kalisalzen zur Ausscheidung und fehlt also meist auch den einfachen Steinsalzlagern. Als primäre Ausscheidung ist er noch erhalten in der älteren Salzfolge des Staßfurter Bezirks (in der sog. Kieseritregion) (ohne Kainit) als Kieserithalit und Kieserit-Carnallithalit. Öfter erscheint er aber in den Steinsalzlagern mit Steinsalz und Sylvin als Kieserit-Sylvinhalit, was nach obigem auf eine Entstehungstemperatur oberhalb 72° hinweist. Da eine so hohe Temperatur bei der Verdunstung der Meereslaugen schwerlich je bestanden hat, ist er wahrscheinlich Produkt einer Metamorphose, die nach Versenkung des Kalilagers in große Tiefe einsetzte. [Rinne (8).] Von Kling (9) wurde er auch in haselnußgroßen,

kleinkörnigen Knöllchen beobachtet, die vermutlich beim Durchsickern von $MgCl_2$ durch Anhydrit entstanden.

In den Salzlagern des Oberelsaß nur in geringen Mengen vorkommend. — Auf den österreichischen Salzlagerstätten (Hallstadt) und bei Kalusz ziemlich selten in Auflösungsrückständen von Carnallit.

Am Kilauea nach Emerson (10) entstanden durch Einwirkung von Schwefelsäure auf die Wände von Lavaröhren.

Literatur.

(1) Bücking, S. B. A. 1895, 533.
(2) Tschermak, S. W. A. **63**. (1), 317, 1871.
(3) Grandinger, Centralbl. 1917, 49.
(4) Görgey, T. M. P. M. **29**, 205, 1910.
(5) Kurt Beck, „Kali", 1911. (Dissert. Leipzig 1911, p. 8.)
(6) M. Naumann, N. J. B. B. **32**, 601, 1911.
(7) Lück, „Kali", **4**, Heft 24. 1910.
(8) Rinne, 7. Jahresber. Niedersächs. geol. Ver. 1914, 252.
(9) Kling, Dissert. Halle 1913, p. 27.
(10) Emerson, Am. Journ. (5), **10**, 39, 1925.

Leonit.

Chem. Zus. $K_2Mg(SO_4)_2 . 4 H_2O$ nach der Analyse reiner, von Strandmark (1) gemessener Kristalle.

Morph. Monoklin, holoedrisch;

1,0382 : 1 : 1,2335, $\beta = 84^0\,50'$ Tenne (2).

Tafeln nach (001), gestreckt nach a; mit (001), (010), (120), (011), (111) u. a. Formen. An künstlichen Kristallen Zwillingsbildung nach (001) nach Strandmark (1), an natürlichen beobachtete Görgey (3) Zwillingsstreifung.

$120 : 1\bar{2}0 = 51^0\,36'$ $\quad 001 : 111 = 57^0\,1'$

$011 : 0\bar{1}1 = 101^0\,43'$ $\quad 1\bar{1}1 : — = 74^0\,21'$.

Gewöhnlich derb.

Koh. Keine deutliche Spaltbarkeit. H = 2,7. — d = 2,201.

Opt. Glas- bis Fettglanz; farblos, grünlich, gelblich. — Auslöschung in den Täfelchen nach Görgey unter 25° geneigt zur Zwillingsgrenze [was auf Zwillingsbildung nach (120) weisen könnte]. Optische Achsen in (010), c nahe senkrecht zu (001), Doppelbrechung negativ; Dispersion $\varrho > v$.

$a = 1{,}483$, $\beta = 1{,}487$, $\gamma = 1{,}490$, $\Delta = -0{,}007$, $2V = 86^0$ ca. (Na).

Phys.-Chem. Bedeckt sich an feuchter Luft mit weißem Ueberzug. In Wasser leicht löslich. Geschmack bitterlich-salzig. — In NaCl-gesättigter Lösung liegt die obere Beständigkeitsgrenze bei 61,5°, die untere bei 18°.

Künstlich dargestellt von van der Heide (4).

Vork. Bei der Verdunstung des Meerwassers scheidet sich Leonit nicht aus; er kann aber (sekundär) entstehen aus Kieserit und Carnallit, ist indessen

in den deutschen Meeressalzablagerungen nicht häufig: namentlich beobachtet bei Westeregeln, Leopoldshall (zusammen mit Kainit) nach Naupert und Wense (5), bei Neu-Staßfurt nach Görgey (3) in gelblichen, grobspätigen Massen.

Literatur.

(1) Strandmark, Z. X. **36**, 462, 1902.
(2) Tenne, Z. D. G. G. **48**, 632, 1896.
(3) Görgey, T. M. P. M. **29**, 207, 1910.
(4) van der Heide, Zeitschr. phys. Chem. **12**, 416, 1893.
(5) Naupert und Wense, Ber. d. deutsch. chem. Ges. **26**, I, 873, 1893.

Blödit (Astrakanit, Simonyit).

Chem. Zus. $Na_2SO_4 . MgSO_4 . 4\,H_2O$; zuweilen teilweiser Ersatz des Na durch K nach Koechlin (1).

Morph. Monoklin, holoedrisch;
1,3494 : 1 : 0,6705; $\beta = 79^0\,22'$ (Groth und Hintze).
(001), (110), (010), (011), (111), (210) u. a. Formen. Kurz prismatisch nach c oder dicktafelig nach (001). Körnige, knollige und faserige Massen.

$110 : 100 = 52^0\,59'$ $\quad 001 : 111 = 36^0\,55'$
$001 : 011 = 33^0\,23'$ $\quad 210 : 2\bar{1}0 = 67^0\;6'$.
$001 : 110 = 83^0\,37'$.

Koh. Keine deutliche Spaltbarkeit, Bruch muschlig. H. = 3,2 [nach Görgey (2)]. — d = 2,232.

Opt. Glasglanz, etwas ins Fettige. Farblos, gelblich, grünlich. Optische Achsen in (010), $c : \mathfrak{a} = 41^0\,39'$ für $\lambda = 644\ \mu\mu$, $39^0\,10'$ für $\lambda = 469\ \mu\mu$ im spitzen Winkel β, nach Stranetzky (3).
Nach Görgey (2) ist bei allen Vorkommen $\mathfrak{a}$ spitze Bisektrix.
$\alpha = 1{,}486$, $\beta = 1{,}488$, $\gamma = 1{,}489$, $\Delta = -0{,}003$; $2E = 119^0\,25'$, $2V = 71^0\,4'$ (Na).

Phys.-Chem. Zerfällt bei 59,5° in Loeweit + Vanthoffit + gesättigte Lösung. Von Vanthoffit nach Görgey (2) dadurch zu unterscheiden, daß er im Kölbchen erhitzt, sich sogleich mit einer weißen Kruste unter Wasserabgabe überzieht (während Vanthoffit klar bleibt). Verwittert nach F. M. Jäger (5) nicht an der Luft. — Leicht löslich in Wasser; Geschmack scharf bitter.

Vork. Bei Hall in Tirol z. T. in Knollen und Schmitzen in rotem Steinsalz, z. T. mit Gips und Ton im Haselgebirge. Auch bei Kalusz. In Lagern bei Calascibetta (Sicilien) und in der Salt Range. Öfter auch in den deutschen Kalilagerstätten beobachtet; hier liegt die obere Grenze seiner Bildungstemperatur bei 60°, die untere bei 15°, und zwar ist er oberhalb ca. 25° nach Jänecke als erste Ausscheidung aus dem Meerwasser zu erwarten. — Er

bildet nach Markownikoff (6) auch die Hauptmasse der schwefelsauren Salze der Astrachan-Seen, deren Bildungsbedingungen neuerdings von Kurnakow und Zemčužny (9) untersucht sind. Ferner findet er sich nach Millosevich (4) in Hartsalz bei Calascibetta (Sicilien), in kalifornischen Seen und in ausgedehnten Ablagerungen in Tarapaca (Chile) nach Hans Schulze (7) und in der Pampa del Toro nach Osann (8) auch über dem dortigen Natronsalpeter.

Literatur.

(1) Koechlin, T. M. P. M. **21**, 355, 1902.
(2) Görgey, T. M. P. M. **28**, 345, 1909.
(3) Stranetzky, T. M. P. M. **26**, 143, 1907.
(4) Millosevich, nach N. J. 1924 II, 195.
(5) F. M. Jäger, T. M. P. M. **27**, 103, 1903.
(6) Markownikoff, nach Z. X. **15**, 558, 1889.
(7) Hans Schulze, nach N. J. 1891 II, - 21 -.
(8) Osann, Z. X. **23**, 589, 1894.
(9) Kurnakow und Zemčužny, Zeitschr. f. anorg. Chemie, **140**, 149, 1924.

Vanthoffit.

Chem. Zus. $3\,Na_2SO_4 . MgSO_4$.

Kristallsystem nicht bekannt. Keine deutliche Spaltbarkeit, Bruch flachmuschlig. — H. = 3,5. — d = 2,695.

Lebhafter Glasglanz, farblos. Doppelbrechung sehr schwach, negativ, nach Görgey (1).

$$\alpha = 1{,}4855,\ \beta = 1{,}4876,\ \gamma = 1{,}4893,\ \Delta = -\ 0{,}0038;$$

daraus $2V = 84^0$ ca.; $\varrho < v$, sehr schwach um a.

In Wasser leicht löslich, Geschmack schwach bitterlich. An feuchter Luft entsteht eine weiße Kruste.

Zuerst beschrieben von Kubierschky (2) von Wilhelmshall bei Anderbeck; später auch in einigen anderen deutschen Salzlagerstätten in Langbeinit führendem Hartsalz gefunden. Seine Bildungstemperatur liegt hier nach van't Hoff (3), der ihn auch künstlich, der natürlichen Entstehungsweise entsprechend, darstellte, oberhalb 46^0. — Nach Görgey (1) auch bei Hall in Tirol und bei Ischl.

Literatur.

(1) Görgey, T. M. P. M. **28**, 341, 1909.
(2) Kubierschky, S. B. A. 1902, 404.
(3) van't Hoff, S. B. A. 1903, 501.

Syngenit.

Chem. Zus. $K_2SO_4 . CaSO_4 . H_2O$.

Morph. Monoklin, holoedrisch;

1,352 : 1 : 0,871, $\beta = 75^0\,55'$ Schreiber (1).

(100), (210), (110), (101), (001), ($\bar{1}01$), (011). Meist taflig nach (100) und gestreckt nach c. Zwillinge nach (100) häufig.

$100 : 110 = 52^0\,41'$	$100 : 011 = 79^0\,26'$
$100 : 10\bar{1} = 67^0\,33'$	$100 : 210 = 33^0\,15'$
$100 : 101 = 47^0\,32'$	$011 : \bar{1}01 = 52^0\,42'$.

Koh. Spaltbarkeit nach (100) und (110) vollkommen, nach (010) deutlich. — H. = 2,5. — d = 2,579.

Opt. Glasglanz; farblos und schwach gelblich. Ebene der optischen Achsen bei gewöhnlicher Temperatur senkrecht (010) mit $c : \mathfrak{b} = 2^0\,17'$ im spitzen Winkel β. Optisch negativ. Nach Schreiber ist bei $t = 22^0$: $\alpha = 1{,}5010$, $\beta = 1{,}5166$, $\gamma = 1{,}5176$, $\Delta = -0{,}0166$ Na. $2V = 28^0\,18'$ bei $21\frac{1}{2}$ für $\lambda = 587{,}6\ \mu\mu$, $\varrho < v$ sehr stark. Zwischen 127^0 und $177\frac{1}{2}^0$ tritt nach Schreiber (1) Einachsigkeit nacheinander für Rot bis Blau ein, nach Mügge (2) zwischen 143 und $181\frac{1}{2}^0$.

Phys.-Chem. In Wasser unter Abscheidung von Gips löslich, aber an der Luft beständig. Geschmack schwach bitterlich. Beim Erhitzen über 220^0 bilden sich im Innern Kristalle anscheinend eines neuen K-Ca-Sulfates. — Künstlich mehrfach erhalten, so von H. Rose (3) durch Vermischen einer Lösung von $CaSO_4$ und K_2SO_4, von Vater (4) durch Umsetzung von K_2SO_4 mit Lösungen von Calciumbicarbonat u. a. Die Existenzbedingungen in Lösungen mit verschiedenen Salzen sind von d'Ans (8) untersucht.

Vork. In den Meeressalzablagerungen nach van't Hoff (7) als primäre Ausscheidung nicht zu erwarten, kann aber sekundär entstehen. Zuerst bekannt geworden von Kalusz zusammen mit Sylvin, auch bei Hallstadt gefunden. In den deutschen ozeanischen Salzablagerungen bisher als Naturprodukt nicht angetroffen, dagegen im Kalibergwerk Sondershausen entstanden durch die Einwirkung von Fabrikrückständen auf anhydritisches Hartsalz, und zwar neben Steinsalz und Sylvin nach Zimmermann (5).

Von Zambonini (6) in einem Auswürfling des Vesuv von 1906 beobachtet.

Literatur.

(1) Schreiber, N. J. B.B. **37**, 247, 1914.
(2) Mügge, N. J. 1895 I, 267.
(3) H. Rose, Pogg. Ann. **93**, 594, 1854.
(4) Vater, Z. X. **30**, 373. 1898.
(5) Zimmermann, „Kali" 1909, No. 24.
(6) Zambonini, Mineralogia Vesuviana 1910, 343.
(7) van't Hoff, S. B. A. 1903, 1005.
(8) d'Ans, Habilit.-Schr. Darmstadt 1909, p. 22.

Kainit.

Chem. Zus. $KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3\,H_2O$.

Morph. Monoklin, holoedrisch.

1,2186 : 1 : 0,5863, $\beta = 85^0\,5\frac{1}{2}'$ Groth.

Flächenreiche Kristalle, deren Habitus meist bedingt ist durch die Formen (001), (111), ($11\bar{1}$), (010), (100), (110).

001 : 111 = 35° 58′ $\quad\bar{1}11 : \bar{1}\bar{1}1 = 57^0\,11'$

001 : $\bar{1}11$ = 38° 15′ $\quad 111 : 1\bar{1}1 = 54^0\;1'$

010 : 110 = 39° 29′

Namentlich aber derb, feinkörnig.

Koh. Spaltbarkeit nach (100) vollkommen, nach (111) deutlich. — H. = 2,5—3. — d = 2,19.

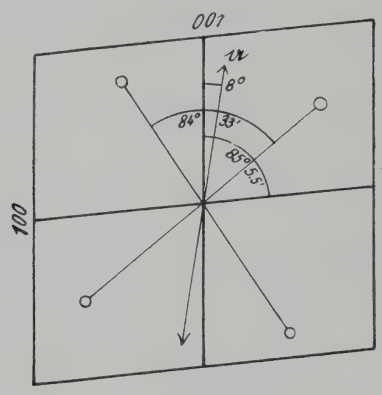


Fig. 70.

Opt. Farblos, aber vielfach gelb oder rötlich durch Einschlüsse, seltener blau. — Optische Achsen in (010), c : a = 8° im spitzen Winkel β. Doppelbrechung negativ (Fig. 70). 2 V = 84° 33′, gelb, $\varrho > v$ merklich, nach v. Zepharovich (1); $\alpha = 1{,}494$, $\beta = 1{,}505$, $\gamma = 1{,}516 \pm 0{,}003$, $\Delta = -0{,}022$ nach Larsen (11)[1]); durch Spaltblättchen nach (100) tritt die stumpfe positive Bisektrix etwas schräg aus, durch (001) eine optische Achse. — In größeren blauen Kristallen vom Kaliwerk Asse bei Wolfenbüttel beobachtete Baumgärtel (2) Pleochroismus: a = violett, b = blau, c = gelblich.

Phys.-Chem. Leicht löslich in Wasser, aber an der Luft nicht zerfließend. Mit wässerigem Alkohol tritt nach Tschermak (3) Zerfall in Schoenit + Bischofit ein. — Verliert beim Erwärmen sein Wasser allmählich bei 70°,

[1]) Davon merklich verschieden die Werte bei Busz (N. J. Festbd. 1907,126)
$\alpha = 1{,}4947$, $\beta = 1{,}5061$, $\gamma = 1{,}5203$, $\Delta = +0{,}0256$ (Na)
aus denen aber im Gegensatz zu den Angaben von Groth und v. Zepharovich positive Doppelbrechung mit 2 V = 84° 27′ (Na) folgen würde.

zerfällt unter Bildung von Kieserit, Sylvin und Carnallit bei 76°, unter Bildung von Kieserit, Sylvin und Langbeinit bei 85° nach Meyerhoffer (9). Dieser inkongruente Schmelzpunkt steigt nach Geller (10) anfangs mit dem Druck, erreicht bei 1900 kg/cm² zunächst ein Maximum von 180°, der Abstieg hält an bis 150° bei 3000 kg/cm² erreicht wird; dann steigt er und erreicht 260° bei 42 000 kg/cm². Der Knickpunkt der Schmelzkurve entspricht vielleicht einer Änderung der Schmelzprodukte. — Entsteht aus seinen Komponenten bei 13° neben Carnallit, bei 14° neben Schoenit. — Wurde von v. Schulten (4) aus konzentrierter Lösung von $MgCl_2$ durch Zusatz von K_2SO_4 und $MgSO_4$ durch Eindunsten erhalten.

Bei Gegenwart von Steinsalz zerfällt Kainit in Kieserit + Sylvin in Anwesenheit auch von Carnallit bei 72°, in Anwesenheit auch von Langbeinit bei 83°. Untere Grenze seiner Bildungstemperatur nach d'Ans (5) bei 11° bezw. 12°.

Vork. In Meeressalzablagerungen als primäre Ausscheidung bei 25° und mehr zu erwarten, kann sich aber auch später aus Kieserit + Carnallit bilden und tritt in den deutschen Meeressalzablagerungen meist, wahrscheinlich infolge von Metamorphose, im Salzhut im Gemenge mit Steinsalz als sog. „Kainitit" auf. Enthält oft mikroskopische Einschlüsse von Kieserit, zuweilen auch solche von Magnetkies nach Harbort (6). Mächtige Bänke über dem eigentlichen Kalilager im Staßfurter Bezirk, bei Neu-Staßfurt, Vienenburg u. a. O. Zuweilen gleich Jahresringen im Liegenden des Hartsalzes (Alexandershall) und am Saalband des Basaltes der Gewerkschaft Sachsen-Weimar im Werragebiet. — Auch im Rötsalz bei Sülbeck (Eimbeck) nach Schlunck (7).

Stockförmig bei Kalusz nach Görgey (8), als Knollen im Salzton in Stebnik bei Drohobycz.

Schoenit (Picromerit) $K_2Mg(SO_4)_2 . 6 H_2O$. Künstliche Kristalle sind mehrfach geometrisch und physikalisch genau untersucht (vergl. Goßner in Hintze's Handb. d. Min. p. 199. 1923).

Das an der Luft beständige Salz bildet sich in den Salzlagerstätten bei Temperaturen unterhalb 26°. Es findet sich hier in Begleitung von Kainit, z. T. als Überzug desselben, z. T. in deutlichen Kristallen (Leopoldshall bei Staßfurt), in der Kainitregion von Aschersleben auch in ½ m mächtigen Schichten, bei Wilhelmshall in Verbindung mit Sylvin, mit diesem und Steinsalz wechsellagernd, als Hutbildung auf Kainit bei Westeregeln u. a. O. — Als sekundäre Bildung auch bei Kalusz beobachtet.

Literatur.

(1) v. Zepharovich, Z. X. **6**, 234, 1882.
(2) Baumgärtel, Centralbl. 1905, 449.
(3) Tschermak, S. W. A. I, **63**, 313, 1871.
(4) von Schulten, C. R. **111**, 928, 1890.

(5) d'Ans, „Kali" **9**, Heft 10—17, 1915.
(6) Harbort, „Kali" **9**, 250, 1915.
(7) Schlunck, „Kali" 1913.
(8) Görgey, T. M. P. M. **29**, 517, 1910.
(9) Meyerhoffer, Zeitschr f. anorg. Chemie **34**, 145, 1903.
(10) Geller, Z. X. **60**, 414, 1924.
(11) Larsen, U. S. G. S. Bull. **679**, 94, 1921.

Monazit.

Chem. Zus. (Ce, La, Di) PO_4 mit wechselnden Mengen von ThO_2 (bis über 10%) und kleinen Mengen SiO_2, Fe_2O_3, CaO, PbO u. a. Nach Penfield (1) sollte der Gehalt an ThO_2 von Thoriteinschlüssen herrühren, indessen gibt es nach Hussak und Reitinger (2) thoriumhaltige und dabei SiO_2-freie Monazite und auch nach Kreß und Metzer (3) reicht die Menge der etwa vorhandenen SiO_2 im allgemeinen nicht aus, um mit dem

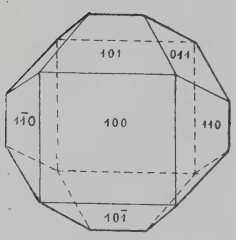


Fig. 71.

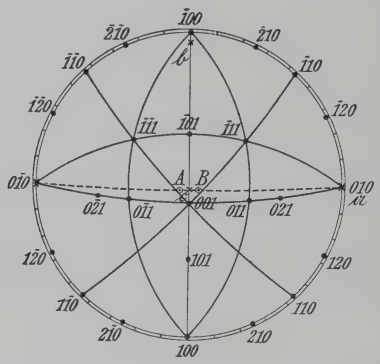


Fig. 72.

Fig. 73.

vorhandenen ThO_2 Thorit zu bilden. Hussak und Reitinger nehmen daher an, daß das Thorium auch als Phosphat gebunden und die allgemeine Formel also x (Ce, La, Nd, Pr) PO_4 . y $Th_3(PO_4)_4$ sei. Einschlüsse von Thorit und Zersetzungsprodukten desselben beobachtete auch Mann (4) in Monazit von Tvedestrand und Miask, und zwar immer auf Sprüngen und Spalten des Wirtes. — Ein Gehalt an Helium wurde schon von Tilden (5) und William Ramsay und Travers (6) nachgewiesen.

Morph. Monoklin, holoedrisch; 0,9693 : 1 : 0,9256, $\beta = 76^0\,20'$, E. S. Dana.

Kristalle taflig nach (100), oft gestreckt nach der Symmetrieachse, in den Goldsanden und Phylliten der Gegend von Diamantina (S. Paulo) gestreckt nach c; gestreckt nach ($\bar{1}$11) als Kryptolith von Midboe bei Tvedestrand nach Mallard (7).

(100), (010), (110), (210), (120), (101), ($\bar{1}$01), (011), (021), ($\bar{1}$11) und andere Formen (Fig. 71 u. 72).

Zwillinge nach (100) häufig, solche nach (001) seltener; zuweilen durchkreuzt. Zahlreiche Lamellen nach (001) gibt B ö g g i l d (8) von Grönland an. Kristalle klein, sehr oft nur mikroskopisch, in den Pegmatiten zuweilen von beträchtlicher Größe. — Gerollte Körner in Sanden.

100 : 110 = 43° 17′	100 : 10$\bar{1}$ = 53° 31′
100 : 120 = 62° 21′	011 : 0$\bar{1}$1 = 83° 36′
100 : 210 = 25° 13′	021 : 0$\bar{2}$1 = 121° 5′
100 : 101 = 39° 12,5′	

Koh. Die Angaben über die Spaltbarkeit sind etwas widersprechend. An klarem sog. T u r n e r i t vollkommen nach (010), weniger nach (001). Beim gewöhnlichen trüben M. wird dagegen öfter auch angegeben vollkommen nach (001) (anscheinend Absonderung? z. B. Arendal, Tvedestrand), auch deutlich nach (100), auch Absonderung nach ($\bar{1}$11). Es scheint, daß die eingewachsenen Kristalle z. T. starken Drucken unterlegen haben[1]). — Bruch muschlig bis uneben — H. = 5,5. — d = 5,3, in „verwitterten" sinkend bis 4,88.

Opt. Schwacher Glasglanz ins Harzige. — Farbe gelblich oder rötlichbraun, auch hyazinthrot; im durchfallenden Lichte farblos bis gelblich. — Brechungsindizes hoch; starke positive Doppelbrechung. Schwache horizontale Dispersion mit $\varrho < v$. b = $\mathfrak{a}$, c : $\mathfrak{c}$ schwankend zwischen 2° und 6° 30′ im stumpfen Winkel β (Fig. 72 u. 73), nach O s k a r P o h l (23) 3° 1, im spitzen Winkel β bei Monazit von Prägraten. — Winkel der optischen Achsen klein.

	α	β	γ	Δ	2E	c : c
Arendal[1]) (W ü l f i n g)	1.7957	1.7965	1.8411	+ 0.0454	23° 2′	+ 3°
„ (R o s e n b u s c h)	—	1.7999	1.8446	—	—	—
Lokausaari[2]) [R a m s a y u. Z i l l i a c u s (9)] .	1.7863	1.7879	1.8373	0.0510	22° 25′	+ 4°
Frossnitz Alp[3]) [B o w m a n (10)]	1.794 (Na)	—	—	—	35° 57′ (Na)	+ 2°
Val Nalps, Tavetsch [B o w m a n (10)]	1.798 (Na)	—	—	—	36° 12′ (Na)	+ 4° 24′
Valser Tal, Graubündten [B o w m a n (10)] . .	—	—	—	—	36° (Na)	+ 2° 24′
Alexander Co. N.C. [B o w m a n (10)]	1.792 (Na)	—	—	—	28° 56′ (Na)	+ 2° 15′
New York City [B o w m a n (10)]	—	—	—	—	24° 75′ (Na)	+ 2°
Pisek, Böhmen[4]) [V r b a (11)]	—	—	—	—	28° 25′	
Norwich[5]) [D e s c l o i z e a u x (12)]	—	—	—	—	29° 4′ (rot)	+ 3° 46′
Sibirien[6]) [D e s c l o i z e a u x (12)]	—	—	—	—	31° 8,5′(rot)	
Diamantina [H u s s a k (22)]	—	—	—	—	—	+ 6° 30′

[1]) Mittel der Beobachtungen an mehreren Prismen im Gaslicht, möglicher Fehler $\pm$ 0,0004. Achsenwinkel Mittel dreier Messungen nach der Methode von M a l l a r d.

[2]) Na-Licht. Lokausaari-Insel bei Hunttila, Kirchspiel Sordawala, nördl. Ladogasee.

[3]) bei Prägraten, Tirol. $\mathfrak{c}_{na} : c > \mathfrak{c}_v : c$.

[4]) 2E rot = 29° 7′, wonach $\varrho > v$ wäre.

[5]) 2E blau = 28° 48′, „ $\varrho > v$ „

[6]) 2E blau = 31° 43′ 20″.

[1]) Da nach H i d d e n gerade die ThO_2-haltigen Kristalle sehr vollkommene Spaltung nach (001) haben, ist der Druck vielleicht radioaktiven Ursprungs.

Sabot (13) fand an Monazit von Ambatofotsikely auf Madagaskar die Brechungsindizes[1]) und Achsenwinkel

	α	β	γ	Δ	2E
Li	1,7946	1,7950	1,8431	+ 0,0485	10° 48′
Na	1,8004	1,8008	1,8494	+ 0,0490	10° 55′
Tl	1,8004[2])	1,8060	1,8555	+ 0,0551	11° 36′

Pleochroismus fehlt im Dünnschliff; Absorption deutlich $\mathfrak{b} > \mathfrak{c} = \mathfrak{a}$ Am Turnerit fand Ch. O. Trechmann (14) $\mathfrak{a}$ hellgelb, $\mathfrak{b}$ dunkelgelb, $\mathfrak{c}$ grünlichgelb. — In den brasilianischen Favas erkennt man die Monazite an ihrem Absorptionsspektrum auch schon im reflektierten Sonnenlicht nach Gorceix (15). Die Lage der Absorptionsbanden untersuchte u. a. H. Becquerel (16), nähere Angaben bei H. Kayser (17), wie sie auch u. d. M. erkannt werden können, zeigte Bowman (37).

Radioaktiv, und zwar von den allgemeiner verbreiteten gesteinsbildenden Mineralien das stärkst-radioaktive (mehr als die meisten Zirkone). Wenn „frisch" meist nur schwach radioaktiv; in dem Vorkommen von Mölland beträgt nach Schetelig (18) die Radioaktivität nur rd. 2% der von U_3O_8, in madagassischem (Ampangabe) nach Lacroix (35) 0,46 vom schwarzen Uranoxyd. Backlund (19) beobachtete auch pleochroitische Höfe um M. in Biotit und Cordierit; in letzterem ebenso Chacko (20) in Diorit von Teruvulla bei Travancore, Südindien, nachdem Sauer [bei Schmidhuber (33)] schon 1915 die Vermutung ausgesprochen hatte, daß die Kerne der pleochroitischen Höfe in Schwarzwaldgesteinen z. T. Monazit seien. — Schwach magnetisch, dadurch von Zirkon und Xenotim trennbar nach Derby (38).

Phys.-Chem. V. d. L. unschmelzbar. Von konzentrierter warmer Schwefelsäure zersetzt, in Salzsäure schwer löslich unter Hinterlassung eines weißlichen Rückstandes. Nach Dieroff (21) durch Flußsäure aus Granit isolierbar. — Künstliche Darstellung scheint bisher nicht versucht.

Vork. Hussak (22) beobachtete im M. von Diamantina Flüssigkeitseinschlüsse, vielfach auch eine Bleichung und Trübung, die er mit der Veränderung mancher Zirkone und Malakone vergleicht. Solche Trübungen stellen sich nach Mann (4) auch in M. von Tvedestrand und Miask ein,

[1]) Die Brechungsindizes am M. von Dattas, Diamantina, sind von Busz (N. J. B. B. **39**, 492. 1914) gemessen. Danach wäre die Doppelbrechung für gelb und grün kleiner als für rot und kleiner als für blau! Indessen sind die für γ berechneten Werte mit dem angegebenen Prismenwinkel nicht verträglich.

[2]) Die Gleichheit dieses Wertes mit dem für Na und der auffallend hohe Wert von Δ für Tl läßt Unrichtigkeit von α für Tl vermuten. Nach Schetelig (Norsk geolog. Tidsskrift **2**, Nr. 9, 1913) ist an Krystallen von Mölland Δ Li = 0,0506, Δ Tl = 0,0525, die Dispersion der Doppelbrechung also erheblich schwächer!

namentlich in der Nähe von isotrop gewordenen Thoriteinschlüssen, die sie wie ein „brauner Saft" umgeben. Es scheint möglich, daß diese Trübungen und ebenso die großen Schwankungen der Dichte mit der Einwirkung radioaktiver Stoffe zusammenhängen [vergl. Mügge (24)].

Der M. ist ein nicht seltener Nebengemengteil granitischer Gesteine, zumal der Muscovit-Biotitgranite, der Aplite und Pegmatite, seltener erscheint er aber auch in basischen Gesteinen nach Derby (25). Seine frühe Ausscheidung bedingt den nie fehlenden Idiomorphismus [1]). Auch in Gneisen und Glimmerschiefern ist er verbreitet, auch aufgewachsen auf Spalten, ebenso gelegentlich in Tonschiefern, z. B. bei Tintagel, Cornwall. Dieroff beschrieb ihn aus südaustralischen Korund-Phlogopitschiefern, C. Anderson (26) aus Quarzitadern Südaustraliens. Lacroix (27) beobachtete ihn in mikroskopischen Kristallen von abweichendem Habitus [herrschend (101), (10$\bar{1}$), an den Enden (011) und ($\bar{1}$11) u. a. F.] mit glaukophanartiger Hornblende in kontaktmetamorphen Kalken Madagaskars, wo er merkwürdigerweise stets Coelestin begleitet und von diesem poikilitisch umschlossen wird. — Auf sekundärer Lagerstätte findet M. sich meist in Gesellschaft von Zirkon, Xenotim und Titan-, Beryllium- und seltenen Erdmineralien; mit diesen zusammen häuft er sich vielfach in den Verwitterungsrückständen der oben genannten Gesteine an, aus denen er technisch gewonnen wird. So konnten Derby (28) und Hussak (22) seine weite Verbreitung in brasilianischen Gesteinen nachweisen, ebenso Derby (29) in europäischen; Nitze (30) gab eine Übersicht über die Vorkommen in den Vereinigten Staaten Nordamerikas. Große Mengen nach Holland (31) in der indischen Provinz Travancore. Im Kaolin aus Granit von Zettlitz bei Karlsbad fand ihn Rösler (32). Wo der Monazit in sekundären Gesteinen auftritt, soll er nach Derby (34) zuweilen noch nachträgliches Wachstum erkennen lassen.

Literatur.

(1) Penfield, Am. Journ. **24**, 250, 1882 und **36**, 317, 1888; auch Z. X. **7**, 366, 1883.
(2) Hussak und Reitinger, Z. X. **37**, 550, 1903.
(3) Kreß und Metzer, Z. X. **50**, 190, 1912.
(4) O. Mann, Dissert. Leipzig. Dresden 1904.
(5) Tilden, Proc. Roy. Soc. **59**, 218, 1895.
(6) William Ramsay und Travers, Proc. Roy. Soc. **60**, 443, 1896.
(7) Mallard, Bull. Soc. Min. Fr. **10**, 236, 1887.
(8) Böggild, Meddelelser om Grönland **32**, 203, 1905.
(9) Wilh. Ramsay und Zilliacus, Öfvers. Finsk. Vet. Soc. Förh. 1897, 39.
(10) Bowman, Z. X. **33**, 113, 1900.

[1]) Also wie bei Apatit; nach Schmidhuber (33), der die Granite und Gneise des Schwarzwaldes auf M. untersuchte, sind monazitführende Granite ärmer an Apatit als die davon freien.

(11) Vrba, Z. X. **15**, 293, 1889.
(12) Des Cloizeaux, Nouv. Rech. Paris 1867, 150.
(13) Sabot, Dissert. Genf 1915/16, p. 27.
(14) Trechmann, N. J. 1876, 593.
(15) Gorceix, Bull. Soc. Min. Fr. **8**, 32, 1885.
(16) H. Becquerel, Ann. Chim. Phys. (6) **14**, 170 u. 257, 1888.
(17) H. Kayser, Handb. d. Spektroskopie III, 38, 1905.
(18) Schetelig, nach N. J. 1913 II, - 41 -.
(19) Backlund, Geol. För. Stockholm Förh. Febr. 1918, p. 125.
(20) Chacko, Geol. Mag. 1916, 462.
(21) Dieroff, Centralbl. 1912, 364.
(22) Hussak, T. M. P. M. **12**, 470, 1892.
(23) O. Pohl, T. M. P. M. **22**, 472, 1903.
(24) Mügge, Centralbl. 1922, 761.
(25) Derby, Am. Journ. **160**, 217, 1900.
(26) C. Anderson, Records Austr. Mus. **8**, 127, 1910.
(27) Lacroix, C. R. **160**, 724, 1915.
(28) Derby, Am. Journ. **37**, 109, 1889.
(29) Derby, Min. Mag. **11**, 304, 1897.
(30) Nitze, nach N. J. 1897 II, - 267 -.
(31) Holland, bei Hintze, Handb. d. Min. Lieferg. **33**, p. 342.
(32) Rösler, Z. X. **36**, 258, 1902.
(33) Schmidhuber, Dissert. Tübingen 1916 (auch Jahresber. u. Mitt. Oberrhein. geol. Ver. N. F. **5**, 51, 1915).
(34) Derby, bei Hintze, Handb. d. Min. Liefg. **33**, p. 297.
(35) Lacroix, Minéralogie de Madagascar I, 344, 1922.
(36) Hidden, Am. Journ. **32**, 206, 1886.
(37) Bowman, Z. X. **33**, 113, 1900.
(38) Derby, Am. Journ. **10**, 217, 1900.

Lazulith.

Chem. Zus. $Al_2(OH)_2Mg(PO_4)_2$; mit wechselnder Ersetzung des Mg durch Fe.

Morph. Monoklin, 0,9750 : 1 : 1,6483, $\beta = 89^0\,14'$ (Prüfer). Kombinationen (111), ($\bar{1}11$) von pyramidalem Habitus mit (101) u. a. Formen; oft auch gestreckt durch Vorherrschen von (111) oder ($\bar{1}11$) oder verzerrt zu Tafeln nach einem Flächenpaar dieser Formen. — Zwillinge nach (100) mit unregelmäßiger oder etwa (001) paralleler Verwachsungsebene (Fig. 74). Nach Prüfer (8) und Lacroix (5) auch Zwillinge nach (223). — Rundliche bis rundlich-eckige Körner und Körneraggregate.

$$111 : 1\bar{1}1 = 79^0\,40'; \quad \bar{1}11 : \bar{1}\bar{1}1 = 80^0\,20'; \quad 111 : 11\bar{1} = 82^0\,30'.$$

Koh. Spaltbarkeit nach (111), an brasilianischen auch nach (101)[1]) selten mikroskopisch wahrnehmbar. Bruch uneben. — H. = 5—6. — d = 3,0—3,12, an brasilianischen d = 3,120 $\pm$ 0,001 bei 18°.

[1]) Nach persönlicher Mitteilung von Kalb, dem ich z. T. auch die weiteren Angaben von brasilianischen Kristallen verdanke.

Opt. Glasglanz, himmelblau bis bläulichweiß. $\mathfrak{b} = \mathfrak{b}$, $\mathfrak{c} : \mathfrak{a} = 9^0$ ca. im spitzen Winkel β (Fig. 75—76). Die negative spitze Bisektrix bildet mit der Kante $[\bar{1}11 : 1\bar{1}1]$ einen Winkel von etwa 40^0, mit $[111 : 1\bar{1}1]$ etwa 20^0. An brasilianischem L. fanden Michel-Lévy und Lacroix (1) (? für weiß)

$$\alpha = 1{,}603, \quad \beta = 1{,}632, \quad \gamma = 1{,}639; \quad \Delta = -0{,}036.$$

An 2 Kristallen von Graves Mount., Georgia, maß Des Cloizeaux (2)

2 E rot $= 132^0\,29'$ 2 E blau $= 134^0\,25'$
2 E rot $= 136^0\,25'$ 2 E blau $= 138^0\,4'$

Daraus und aus β folgt $2\,V = 68^0\,30'$ (ca.).

Deutlicher Pleochroismus mit $\mathfrak{a}$ = farblos, $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$ = himmelblau. Die nicht pleochroitischen Schnitte sind schwach, die pleochroitischen stark doppelbrechend.

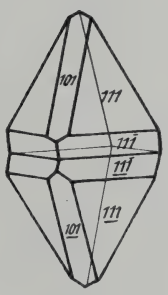


Fig. 74.

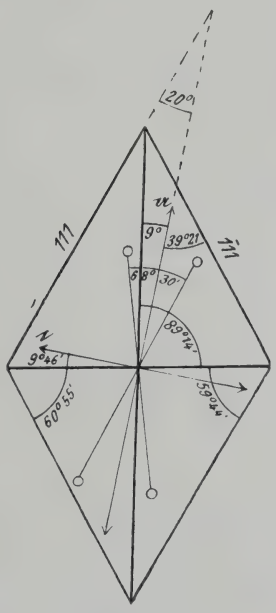


Fig. 75.

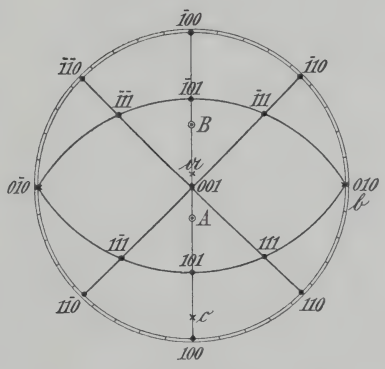


Fig. 76.

Phys.-Chem. Gibt beim Glühen Wasser ab und wird weiß. — V. d. L. unschmelzbar. — Wird von Säuren erst nach dem Glühen angegriffen.

Vork. Die mikroskopische Beschreibung des L. gab v. Lasaulx (3) an Kristallen von Graves Mount. Georgia. Dasselbe Vorkommen beschrieb auch Watson (4). Die Heimat des L. sind die Quarzite der älteren paläozoischen Formationen und des kristallinen Schiefergebirges, wo er gern mit Rutil und namentlich mit anderen tonerdereichen Mineralien (Cyanit, Pyrophyllit, Korund) vergesellt ist. So in Graves Mount., Schladming (Salzburg),

Westanå und Horrsjöberg (Schweden). Ferner in blaugrünen Adern zusammen mit Andalusit, Korund, Pyrophyllit und Rutil von White Mountain, Inyo Range, Mono Co., Calif. nach Peck (9); auch in Französisch Äquatorialafrika zusammen mit Disthen nach Lacroix (5) und nach demselben (7) auf Madagaskar, hier z. T. in mikroskopischen Kristallen Quarz blau färbend, zusammen mit Dumortierit in durch Granit metamorphosierten Quarziten und Glimmerschiefern. Nach Schneiderhöhn (6) ist in den Itabiriten [1]) das Phosphormineral nicht Apatit, sondern Lazulith.

Literatur.

(1) Michel-Lévy und Lacroix, Min. des roches, Paris 1888, 229.
(2) Des Cloizeaux, Man. de Min. II, 465, 1874/93.
(3) v. Lasaulx, Sitzungsber. niederrh. Ges. Bonn 1883, p. 274.
(4) Watson, nach Chem. Centralbl. 1922 I, 1360.
(5) Lacroix, Minéral. de la France **4**, 442, 1910.
(6) Schneiderhöhn, Geol. Rundsch. **14**, 67, 1923.
(7) Lacroix, Minéralogie de la France **4**, 440, 1910 und **5**, 40, 1913.
(8) Prüfer, Naturw. Abhdlgen. Wien, **1**, 169, 1847.
(9) Peck, nach N. J. 1925 I, 20.

Sapphirin.

Chem. Zus. Die meisten Analysen führen befriedigend auf die Formel $Mg_5Al_{12}Si_2O_{27} = 5\,MgO.\ 6\,Al_2O_3\ .\ 2\,SiO_2$, mit Vertretung von Mg durch Fe^{II} in wechselnden, meist geringen Mengen. Indessen haben Lacroix und de Gramont (1) in Sapphirin von Itrongaby auf Madagaskar etwas Bor (0,75%) gefunden und geben dem S. die Formel $9\,MgO\ .\ 10\,(Al, Fe, B)_2O_3\ .\ 4\,SiO_2$. Geringe Mengen von Bor wurden auch in dem Vorkommen von Fiskernaes gefunden.

Morph. Monoklin, 0,65 : 1 : 0,93, $\beta = 79^0\,30'$ [Ussing (2)]. Kristalle taflig nach (010), aber selten mit meßbaren Randflächen (Fig. 77), (100), (110), (011); auch (102) und (012); $110 : 1\bar{1}0 = 65^0\,6'$; $010 : 011 = 47^0\,30'$.

Annähernd parallel-blättrige Aggregate (Taf. XX, Fig. 2), so daß zwischen gekreuzten Nicols größere Individuen mit lamellarem Zwillingsbau vorgetäuscht werden.

Bei mehr divergentstrahliger Anordnung der Individuen grenzen sich diese im Durchschnitt mehr oder weniger keilförmig gegeneinander ab.

Koh. Spaltbarkeit nach (010) zuweilen deutlich. Unregelmäßige Zerklüftung auch mit zahlreichen einander mehr oder weniger parallelen Rissen sehr verbreitet. Bruch muschlig. — H = 7,5. — d = 3,486.

[1]) Gemeint sind wohl die Brasiliens. Der aus dem Nordland (Norwegen) von J. H. L. Vogt beschriebene Itabirit enthält nach Vogt 1% Apatit (Zirkel, Petrographie III, 571, 1894).

Opt. Glasglanz. Farbe blaßblau, selten grün. — Brechungsindizes hoch, negative Doppelbrechung sehr schwach. $\mathfrak{b} = b$, $\mathfrak{c} : c = 8^0.5$ im spitzen Winkel β (Fig. 78). Geneigte Dispersion sehr deutlich, mit $\varrho < v$. Winkel der optischen Achsen groß

$a_\varrho = 1{,}7055$ $\beta_\varrho = 1{,}7088$ $\gamma_\varrho = 1{,}7112$ $\Delta = -0{,}0057$ N. V. Ussing (2).

In Thoulet'scher Lösung (n = 1.7188) $2\,H_a = 68^0\,50'$, $2\,H_o = 111^0\,13'$ in Na-Licht. Daraus

$$2\,V_{na} = 68^0\,49' \quad \beta_{na} = 1{,}712.$$

Δ (Na) = 0,0058 mit dem Babinet'schen Kompensator gemessen. N. V. Ussing (2). Für die Dispersion fand Ussing in Öl:

$2\,H_a = 77^0\,50'$ für rot, $79^0\,0'$ für blau, dagegen Des Cloizeaux (11)

$2\,H_a = 83^0\,29'$ für rot, $83^0\,55'$ für gelb, $84^0\,34'$ für grün.

Die Interferenzfarben namentlich senkrecht zu $\mathfrak{a}$ nach Cornelius (3) anomal, oft tiefblau.

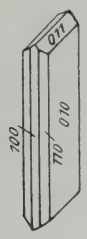


Fig. 77.

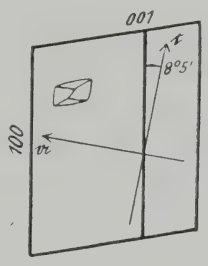


Fig. 78.[1])

Pleochroismus deutlich in nicht zu dünnen Platten. Bei dem blauen Sapphirin $\mathfrak{a}$ farblos, $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$ blau, bei den selteneren dunkelgrünen $\mathfrak{a}$ hellgrünlichblau, $\mathfrak{b}$ dunkelblaugrün, $\mathfrak{c}$ gelblichfahlgrün.

Phys.-Chem. Unschmelzbar v. d. L., Schmelzpunkt unbekannt. Unangreifbar von Säuren, aber leicht angegriffen von Kaliumbisulfat, das beim Schmelzen auf (010) die Ätzfiguren wie in Fig. 78 hervorruft. — Künstliche Darstellung scheint noch nicht versucht.

Vork. Der Sapphirin bildet kleine, linsenförmige Lagermassen im Glimmerschiefer und Gneis bei Fiskernäs an der Westküste von Grönland. Diese bestehen neben Sapphirin entweder aus grüner Hornblende, farblosem oder schwach bräunlichem Gedrit und hellbraunem Magnesiaglimmer (Anomit), welcher sehr innig mit dem Sapphirin verwachsen ist, und zwar so, daß seine Fläche (001) auf (010) des Sapphirins liegt, oder aus braunem Bronzit, dunkelgrünem Spinell und wenig Glimmer. In dem ersten Typus des Sapphiringesteins findet sich akzessorisch Cordierit, Anorthit und Kornerupin und der Sapphirin ist deutlich tafelförmig; im zweiten ist der Sapphirin unregelmäßig

[1]) In Fig. 78 lies 8,5° statt 8°5'.

begrenzt und die genannten Minerale fehlen. — Diesem zweiten Typus ähnlich ist nach Middlemiss (4) das Vorkommen in granulitischen Gesteinen von Páderu, Distr. Vizagapatan (Madras); indessen führen auch diese Gesteine nach Walker (5) neben Hypersthen und Biotit auch Cordierit. Sie sind entstanden durch die Einwirkung von Charnockiten auf sillimanitreichen Khondalit, der Sapphirin im besonderen durch die Einwirkung von Spinell und Sillimanit aufeinander. — Nach Laura Hezner (6) kommen auch unter den metamorphen Sedimenten Zentralindiens Enstatitquarzite mit Sapphirin vor. — Die merkwürdigen Linsen und Gänge von Ilmenit im gneisartigen Anorthitgestein von St. Urbain (Quebec) führen nach Warren (7) und Watson (8) ebenfalls Sapphirin, hier zusammen mit Rutil, Pleonast, Biotit und Andesin, wahrscheinlich als magmatische Ausscheidung. Dabei liegt der Sapphirin oft bandartig zwischen Feldspat und Ilmenit, und zwar so, daß er in einem Individuum den Feldspat umrandet. — Zusammen mit Kornerupin erscheint er nach Lacroix (9) auf den Pegmatitgängen des südlichen Madagaskar. — Endlich hat auch Cornelius (3) den Sapphirin in kinzigitähnlichen, durch Kontaktmetamorphose entstandenen Gesteinen des Val Codera bei Chiavenna aufgefunden; er wird hier begleitet von Bronzit (oder statt dessen Sillimanit) und Cordierit oder Biotit, wobei Sapphirin und Cordierit sich meist in mehreren Schalen gegenseitig umhüllen. In Sillimanit-Cordierit-Schiefer beobachtete Fairbanks (10) Sapphirin in Cortland, New York.

Literatur.

(1) Lacroix und de Gramont, C. R. **168**, 858, 1919.
(2) Ussing, Z. X. **15**, 598, 1889.
(3) Cornelius, Centralbl. 1916. 265.
(4) Middlemiss, nach Z. X. **42**, 389, 1907.
(5) Walker, nach Z. X. **48**, 680, 1911.
(6) Laura Hezner, N. J. 1919, 12.
(7) Warren, Am. Journ. **33**, 263, 1912.
(8) Watson, U. S. Geol. Surv. Bull. 580— 0. Washington 1914.
(9) Lacroix, C. R. **155**, 672, 1912.
(10) Fairbanks, nach Min. Mag. **20**, 270, 1924.
(11) Des Cloizeaux, Man. de Min. **2**, p. XLII, 1874.

Klinohumite.

Als solche sind hier zusammengefaßt die schon p. 370 aufgeführten monoklinen Glieder der Humitfamilie samt ihren durch den Eintritt von Ti, Be, Mn ausgezeichneten Abarten, nämlich

Prolektit	$Mg\,[Mg\,(F, OH)]_2\,SiO_4$
Chondrodit	$Mg_3\,[Mg\,(F, OH)]_2\,(SiO_4)_2$
Klinohumit	$Mg_7\,[Mg\,(F, OH)]_2\,(SiO_4)_4$
Berylliumhumit	$(Mg, Be)_5\,[MgOH]_2\,(SiO_4)_3$
Leukophoenizit	$(Mn, Zn, Ca)_5\,[MnOH]_2\,(SiO_4)_3$.

Chondrodit und Klinohumit

sind von diesen allein von weiterer Verbreitung.

Morph. Chondrodit, monoklin, 1,0803 : 1 : 3,1438; $\beta = 90^0$ vom Rath (1). Klinohumit, monoklin, 1,0803 : 1 : 5,6528; $\beta = 90^0$ vom Rath (1).

In den Gesteinen wohl nie ausgebildete Kristalle, sondern nur rundliche bis eiförmige oder ganz unregelmäßige Körner, zuweilen mit einzelnen spiegelnden Facetten. Zwillingslamellierung nach (001) sehr verbreitet und oft kombiniert mit Zwillingsbildung nach (105) oder (305) bei Chondrodit, nach (103) und ($\bar{1}03$) bei Klinohumit. (Fig. 80.) Die Zwillinge nach (105) und (305) des Chondrodit sind schwer zu unterscheiden, da der Winkel 105 : $\bar{3}05 = 90^0\,24'$, also fast ein rechter ist.

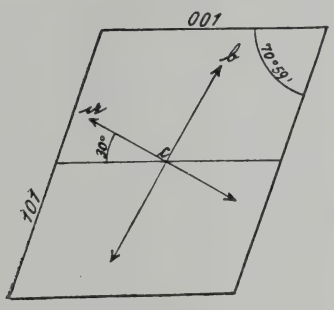


Fig. 79a.

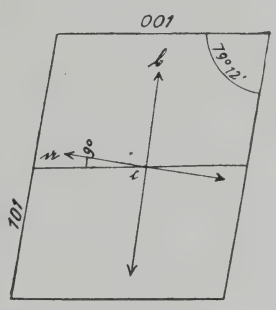


Fig. 79b.

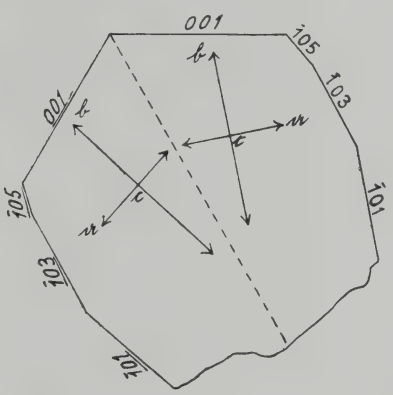


Fig. 80.

	Chondrodit	Klinohumit		Chondrodit	Klinohumit
001 : 101 =	$71^0\ 2'$	$79^0\ 11{,}5'$	001 : 305 =	$60^0\ 12'$	$72^0\ 21'$
001 : 103 =	$44^0\ 8'$	$60^0\ 12'$	001 : 111 =	$76^0\ 50{,}5'$	$82^0\ 36'$
001 : 011 =	$72^0\ 21'$	$79^0\ 59'$	100 : 111 =	$48^0\ 26'$	$47^0\ 39'$
001 : 012 =	$57^0\ 32'$	$70^0\ 32'$	010 : 111 =	$44^0\ 23{,}5$	$43^0\ 18'$
001 : 105 =	$30^0\ 12'$	$46^0\ 20'$.			

Koh. Spaltbarkeit nach (001) in hinreichend dünnen Schliffen deutlich. Unregelmäßige Zerklüftung sehr verbreitet. Bruch unvollkommen muschlig. H. = 6—6,5. — d = 3,1—3,2.

Opt. Glasglanz. Farblos, grau, gelb, braun, bräunlichrot, hyazinthrot, im durchfallenden Lichte dieselben Farben in bedeutend helleren Tönen. — Lichtbrechung hoch, starke positive Doppelbrechung. Optische Achsenebene normalsymmetrisch, b = c, $\mathfrak{a}$: a = 25^0—30^0 bei Chondrodit, 7^0—15^0 bei Klinohumit bei beiden im Sinne eines positiven Orthodomas gegen

die Basis geneigt nach Michel-Lévy und Lacroix (26) (Fig. 79 a und 79 b), bei Klinohumit vom Vesuv im Sinne eines negativen (h0l) nach C. Klein (5) (Fig. 80). Dispersion der optischen Achsen sehr schwach bis unmerklich. Für die Neigung der optischen Achsenebene zu a wird im einzelnen angegeben:

Chondrodit, Tilly Foster Iron Mine New York [Dana (3)]	25° 50′
„ Kafveltorp [Hj. Sjögren (4)]	28° 56′
„ (G.) Berg Mansjö, Schweden[1]) [v. Eckermann (22)]	26° 34′
Klinohumit, Des Cloizeaux	11°
„ Mte. Somma [C. Klein (5)]	12° 28′
„ Nordmarken [Hj. Sjögren (7)]	12—15°
„ Baikal-See, Michel-Lévy und Lacroix (6)	9°
„ Andalusien [Michel-Lévy und Lacroix (6)]	9—12°
„ Tilly Foster Iron Mine [Dana (21)]	7° 30′
„ Disgrazia-Gebiet [Cornelius (25)]	12°

	α	β	γ	Δ
Chondrodit, Kafveltorp [Michel-Lévy und Lacroix (6)]	1,607	1,619	1,639	+ 0,032
„ Nordmarken [Brugnatelli (8)]	—	1,638	—	—
„ Berg Mansjö	1,613	1,625	1,647	0,034
„ Nyakopparberg [Larsen (9)]	1,605	1,618	1,635	0,030
„ Brewster, New York, rötlichbraun [Larsen (9)]	1,625	1,636	1,655	0,030
Klinohumit, Nordmarken [Hj. Sjögren (7)]	—	1,670	—	—

Für den Winkel der optischen Achsen wird angegeben:

2 Ha = 85° 53′—86° 43′ rot, 85° 41′—86° 33′ blau, bei braunen schwedischen Chondroditen mit $\varrho > \nu$ schwach (Hj. Sjögren). (4)

2 H = 88° 36′—89° rot, schwach $\varrho > v$ (E. S. Dana) bei Chondr. von Tilly Foster.

2 V = 79° 40′ Li, 79° 40′ Na, 79° 38′ Tl bei Chondr. Nordmarken [Hj. Sjögren (7).]

2 V = 74° 06′ Na, 74° 02′ Tl bei Chondrodit vom Berge Mansjö [v. Eckermann (22).]

2 Ha = 84° 40′—85° 15′ Na, bei Klinohumit der Somma (C. Klein).

2 V = 76° 29′ Li, 76° 27′ Na, 76° 24′ Tl bei Klinohumit von Nordmarken [Hj. Sjögren (7)].

Pleochroismus deutlicher bei braunen als bei gelben Kristallen: $\mathfrak{a}$ = honiggelb, goldgelb, bräunlichgelb, $\mathfrak{b}$ wenig verschieden von $\mathfrak{c}$, fast farblos, gelblichweiß, gelblichgrün, $\mathfrak{a} > \mathfrak{c} > \mathfrak{b}$.

Phys.-Chem. V. d. L. unschmelzbar, Schmelzpunkt unbekannt. — Gelatiniert leicht mit Säuren.

Vork. Chondrodit ist ein häufiger Gemengteil der körnigen Kalke und Dolomite des kristallinen Schiefergebirges und ihrer Kontakte mit Eruptivgesteinen. Bekannte Fundorte sind

[1]) Diese Kristalle hatten die Zusammensetzung: 33,85 SiO_2, 1,23 Al_2O_3, 3,70 FeO, 55,21 MgO, 2,90 H_2O, 4,50 F; Summe 101,43, ab für F 1,42. d = 3,175 v. Eckermann (22).

die körnigen Kalke von Strehlen bei Geppersdorf in Schlesien, nach Schumacher (10), von Boden bei Marienberg i. S. (Taf. XIV, Fig. 6), von Wunsiedel im Fichtelgebirge und der Gegend von Passau, der körnige Kalk von St. Philipp bei Markirch und von Chipal in den Vogesen nach Michel-Lévy und Lacroix (6). Bekannt sind außerdem die Vorkommen im Kirchspiel Pargas (Finnland), in Sussex Co., N. J., in Orange Co., N. Y. u. a.

Von besonderem Interesse ist der Chondrodit, der nach v. Eckermann (22) am Berge Mansjö in Nordschweden im Kontakt von Kalk und Pegmatit erscheint, da er Phlogopit im Kalk verdrängt und von Fluordiopsid (Mansjöit) begleitet wird. Aus Alnöit von Kuolajärvi beschreibt ihn Hackman (24), hier in regelmäßiger Verwachsung mit Olivin.

Klinohumit ist weit seltener. Am Mte. Somma sind sowohl Humit wie Chondrodit und Klinohumit in den Kalkauswürflingen nachgewiesen. Auch auf der Ko-Grube in Nordmarken kommen nach Hj. Sjögren (12) alle drei Humittypen und Prolektit nebeneinander vor, dabei umwächst Chondrodit als der jüngere den Humit. In Verwachsung mit rhombischem Humit traf ihn Lacroix (13) im Ariège, ferner Lacroix und Michel-Lévy (6) bei Llanos de Juanar (Andalusien).

Die häufigsten Begleiter der Humite sind Phlogopit, Pargasit, Olivin, Spinell.

Sowohl Chondrodit wie Klinohumit wandeln sich oft um in Serpentin, nach welchem zuweilen Brucit erscheint, z. B. bei Arignac nach Lacroix (14). Körnige Kalke, welche diese Pseudomorphosen zahlreich führen, heißen Ophicalcite.

Prolektit

mit ähnlichen Eigenschaften wie die andern Glieder der Humitreihe, aber mit einer Neigung der optischen Achsenebene von 43—46° zu a ist bisher nur von der Ko-Grube in Nordmarken durch Hj. Sjögren (15) bekannt geworden.

Berylliumhumit.

R. W. Schäfer (16) beschreibt aus den Serpentinen des Allalingebietes und aus den in den Serpentinen eingeschlossenen Kalkknauern ein braunrotes, granatähnliches und ein hellgelbes bis farbloses Humitmineral, welche beide durch einen über 1% betragenden Gehalt an BeO und die vollständige Ersetzung des Fluors durch Hydroxyl sich vom Chondrodit und Klinohumit unterscheiden. Sie treten zusammen in kleinen Körnern bis nußgroßen Massen im Serpentin, in zentimetergroßen, gerundet säulenförmigen Kristallen mit andeutungsweise sechsflächiger Begrenzung in den Kalkeinschlüssen auf. Sie mögen vorläufig Beryllhumite heißen. Zusammensetzung des braunen Beryllhumits: $SiO_2 = 36{,}14$, $FeO = 5{,}44$, $BeO = 1{,}01$, $CaO = 0{,}10$, $MnO = 0{,}72$, $MgO = 48{,}60$, $Na_2O = 0{,}34$, $H_2O = 3{,}18$, Gangart $= 4{,}89$; Sa. $= 100{,}42$. Polysynthetische Zwillingslamellierung nach (001). Kristallsystem monoklin. Spaltbarkeit nach (001). H. $= 6{,}5$. — d $= 3{,}165$ bei

den hellgelben, 3,17—3,18 bei den braunen Kristallen. Schwacher Glasglanz auf der Spaltfläche, harziger Glanz auf Bruchflächen. Unregelmäßige Zerklüftung. Ebene der optischen Achsen normalsymmetrisch. b = a spitze, negative Bisektrix. Auslöschungsschiefe = 30° etwa. Pleochroismus fehlt den im Dünnschliff farblosen, hellgelben Kristallen, bei den braunen a hellgelblich, b rötlichgelb (rostbraun), c hellgelblich [1]). Beide durchdringen sich nicht selten gegenseitig in unregelmäßig begrenzten Teilen. 2 Va groß. Mit HCl gelatinierend.

Leukophoenizit.

Von diesem Mineral sind durch Penfield und Warren (17) bisher nur unvollkommen spaltbare Körner in Begleitung von Willemit von der Zinkgrube von Franklin N. J. bekannt geworden. Es ist purpur- oder himbeerrot, mit nur schwachem Pleochroismus. H. = 5,5—6. — d = 3,848.

Schmilzt v. d. L. unter Schwarzwerden und Wasserabgabe. Wird im Pulver leicht unter Gelatinieren zersetzt.

Titanolivin.

Chem. Zus. nach der von Brugnatelli (18) mitgeteilten Analyse des Vorkommens aus dem Malenco-Tal: 36,86 SiO_2 4,78 TiO_2, 45,50 MgO, 9,57 FeO, Spuren von MnO, Spuren von Fluor, 1,57 H_2O. Summe 98,28. Die Zusammensetzung ist nicht nur hinsichtlich des Mangels an F ähnlich dem Berylliumhumit, sondern auch hinsichtlich des Gehaltes an BeO, von dem Zambonini (19) 1,3% nachgewiesen hat.

Morph. Kristallographische Konstanten unbekannt. Monoklin. Bis nußgroße Körner und Knollen, auch Trümer, die in den Malencoserpentinen besonders an die dickerbankigen, klinochlorführenden Abarten gebunden erscheinen, in den stark geschieferten Serpentinen dagegen selten sind. — Zwillings- und Viellingsbildung nach einer Fläche der orthodiagonalen Zone bald häufig, bald selten oder fehlend.

Koh. Spaltung fehlt. Bruch uneben. — H. = 6. — d = 3,20—3,27.

Opt. Glasglanz ins Harzähnliche. — Farbe tiefkirschrot, Almandin- und Pyrop-ähnlich, Strich rotorangegelb. — Lichtbrechung und Doppelbrechung hoch. Nach A. Lacroix (20) ist für Titanolivin von Zermatt

$\alpha = 1{,}669$, $\beta = 1{,}678$, $\gamma = 1{,}702$, $\Delta = + 0{,}033$, $2E = 119^0\,30'$.

$2V = 61^0\,58'$ berechnet aus β und $2E$; aus den drei Hauptbrechungsexponenten fand er $2V = 62^0\,56'$. Dispersion sehr deutlich $\varrho > v$. Optischer Charakter positiv. — Brugnatelli (8) gibt für Titanolivin von Val

[1]) A. K. Coomaraswamy (Q. J. G. S. **58**, 1902, 399) gibt für den Klinohumit aus ceylonesischen körnigen Kalken a orangegelb, b chromgelb, c = b oder etwas dunkler an. Das erinnert an Berylliumhumite.

Malenco $\beta_{na} = 1{,}680$. Aus Messungen des Achsenwinkels in Thouletscher Lösung (2 H = 60° 2′ und 59° 59′ für rotes Glas, 57° 2′ und 56° 50′ für gelbes Licht) und in Ricinusöl berechnet er mit $\beta = 1{,}680$ für gelbes Licht 2 E = 108° 54′, 2 V = 57° 56′. Dispersion $\varrho > v$. Optischer Charakter positiv. Also b = c. — Sehr starke Dispersion der Bisektricen: In Schnitten senkrecht zur ersten Mittellinie, also parallel (010), war mit Beziehung auf die Spur der Zwillingslamellen beiderseits dieser die Auslöschungsschiefe nach b 28°—30° für rotes Glas, 25°—26° für gelbes Licht, 14°—15° für blaues Glas. — Nach Lacroix und Brugnatelli übereinstimmend starker Pleochroismus mit c = b hellgelb, a rotorangegelb. V. Novarese (11) fand am Titanolivin aus archäischen Kalken Calabriens a goldgelb, b blaßgrünlichgelb. — Zur Diagnose gegenüber dem Chondrodit dient es, daß in Schnitten nach (010) bei diesem zunächst der Zwillingstrace die Richtung a, beim Titanolivin c liegt, wie schon A. Lacroix hervorhebt.

Brugnatelli beschreibt aus dem Serpentin des Val Malenco gesetzmäßige Verwachsungen von Titanolivin mit Olivin, wobei die Fläche von (010) des ersten mit der Fläche von (100) des zweiten zusammenfällt. Damit fallen auch die spitzen Bisektricen in beiden Mineralien und ebenso die Achsenebene für rotes Licht im Titanolivin mit der Achsenebene des Olivins zusammen. Dabei setzt die Zwillingsgrenze im Titanolivin sich ohne Ablenkung fort im Olivin. Da die Zwillingsebene in diesem sich als eine Fläche von (031) erwies, die mit der Basis des Olivins 60° 5′ einschließt, so muß die Zwillingsebene im Titanolivin ein Orthodoma sein, welches die vertikale Achse unter demselben Winkel schneidet.

Die Grenze zwischen Titanolivin und Olivin ist z. T. scharf, z. T. verwaschen, so daß ein allmählicher Übergang stattfindet und sich Flecken des einen Minerals im andern eingeschlossen finden. Beide Mineralien zeigen gleichmäßig die Umwandlung in Antigorit und in einen farblosen Pyroxen der Diopsidreihe mit c : c = 38°—40°. Der aus Titanolivin hervorgegangene Pyroxen besitzt Einschlüsse eines schwarzen Minerals, das vielleicht Ilmenit ist. — Brugnatelli meint, daß sich Titanolivin zu Olivin ebenso verhalte, wie Klinohumit und Chondrodit zu Humit.

Den Titanolivin aus dem Kontakt von Serpentin und Granatit im Susa-Tal beschrieb G. Boeris (23).

Literatur.

(1) vom Rath, Pogg. Ann. Erg.-Bd. **5**, 321, 1871.
(2) Des Cloizeaux, N. J. 1876, **40**.
(3) E. S. Dana, Trans. Conn. Ac. III, 67, 1874; auch Am. Journ. (3) **10**, 89, 1875.
(4) Hj. Sjögren, Z. X. **7**, 113, 1883.
(5) C. Klein, N. J. 1876, 633.

(6) Michel-Lévy und Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **9**, 81, 1886.
(7) Hj. Sjögren, Bull. geol. Inst. Univ. Upsala **1**, No. 1.
(8) Brugnatelli, Z. X. **39**, 218, Anm. 3, 1904.
(9) Larsen, U. S. Geol. Survey, Bull. **679**, 57, 1921.
(10) Schumacher, Z. D. G. G. **30**, 427, 1878.
(11) Novarese, Boll. Com. geol. d'Italia, 1893, 78.
(12) Hj. Sjögren, Geol. För. Förh. **14**, 423, 1892, nach N. J. 1894 I, -265-.
(13) Lacroix, Bull. d. Serv. Carte Géol. Fr. No. 11, 1890.
(14) Lacroix, Minéralogie de la France **1**, 122, 1893.
(15) Hj. Sjögren, Bull. geol. Inst. Univ. Upsala **2**, P. I, No. 3, 1894.
(16) R. W. Schäfer, T. M. P. M. **15**, 126, 1896.
(17) Penfield und Warren, Am. Journ. **8**, 351, 1899.
(18) Brugnatelli, Rivista min. crist. italiana **28**, 3, 1902.
(19) Zambonini, Bull. Soc. Min. Fr. **42**, 250, 1919.
(20) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **13**, 15, 1890.
(21) E. S. Dana, Am. Journ. **11**, 1876, Febr. u. Trans. Conn. Ac. **3**, 67, 1875.
(22) v. Eckermann, Geol. För. Förh. **44**, 381, 1922 u. 1923, 512.
(23) Boeris, nach Z. X. **40**, 289, 1905 und **46**, 480, 1909.
(24) Hackman, Bull. Comm. géol. Finlande **72**, 52, 1925.
(25) Cornelius, N. J. B. B. A. **52**, 28, 1925.
(26) Michel-Lévy und Lacroix, Min. d. roches, p. 225, 1888.

Wollastonit.

Chem. Zus. $CaSiO_3$, öfter mit kleinem Gehalt an Mg und Al. Nach Ferguson und Merwin (1) besteht bei höheren Temperaturen Mischbarkeit mit Diopsid bis zu 17%, indessen findet bei 1352° Zersetzung der gesättigten festen Lösung statt, wie schon Allen und White (2) beobachteten (vergl. unten). Auch nimmt der W. bis 3% SiO_2 in fester Lösung auf (Pseudowollastonit weniger als 2%). Ebenso wird Åkermanit bis zu etwa 35% aus der Schmelze aufgenommen.

Morph. Monoklin, 1,0523 : 1 : 0,9649, $\beta = 84^0\,35'$ [Grosser (3)]. Taflige bis stenglige, nach der Symmetrieachse gestreckte Kristalle mit (100), (001), ($\bar{1}01$), ($\bar{1}02$), (101); selten (110), (120), ($\bar{1}11$), ($\bar{1}22$). Zwillinge nach (100), auch Lamellen (Taf. XVII, Fig. 1). Tafelfläche meist (100), seltener (001). Parallelblättrige oder stenglige, strahlig blättrige, auch rosettenförmige Aggregate.

$100 : 10\bar{1} = 50^0\,26'$	$100 : 12\bar{2} = 75^0\,15'$
$100 : 10\bar{2} = 69^0\,55'$	$001 : \bar{1}22 = 48^0\,1{,}5'$
$100 : 101 = 44^0\,33'$	$11\bar{1} : 100 = 59^0\,16'$
$100 : 102 = 60^0\,57{,}5'$	$\bar{1}11 : 001 = 55^0\,25'$
$100 : 110 = 46^0\,20'$	$011 : 001 = 43^0\,51'$
$100 : 120 = 64^0\,29'$	

Koh. Spaltbarkeit nach (100) vollkommen, nach (001), nach ($\bar{1}01$), auch nach ($\bar{1}02$) mit wechselnder Deutlichkeit. Infolge der subparallelen

Verwachsung der Individuen sind die Spaltrisse in Schnitten der orthodiagonalen Zone oft nicht ganz parallel. — Bruch uneben und faserig. — H. = 4,5—5. — d = 2,8—2,9.

Opt. Glasglanz, auf Spaltflächen ins Perlmutterartige. Weiß, auch mit Stich ins Graugrünliche oder Gelbliche, selten rosa. Im durchfallenden Licht farblos. Brechung und negative Doppelbrechung von mäßiger Stärke. Optische Achsen in der Symmetrieebene (Fig. 81 u. 82). Fig. 82 gibt den Vergleich mit Pektolith. Geneigte Dispersion deutlich, die eine Achse hat rot innen, blau außen an den Hyperbelrändern, die andere bläulichen Ton außen und innen, $\varrho > v$. — c : a = 32° 12′ im spitzen Winkel β nach Des Cloizeaux (4)

	α	β	γ	Δ
Cziklowa (für Na) Zimanyi (5)	1,6177	1,6307	1,6325	+ 0,0148
Orawitza, Michel-Lévy u. Lacroix (6) .	1,621	1,633	1,635	0,014
Pargas, Mallard (7)	1,619	1,632	1,634	0,015

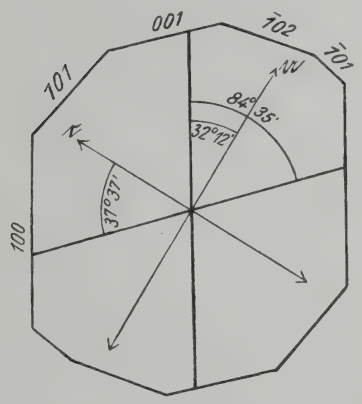


Fig. 81.

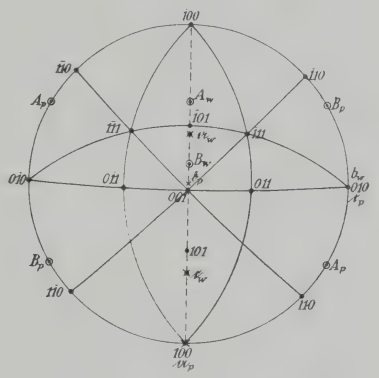


Fig. 82.

2 E rot = 70° 40′, 2 E grün = 69°, 2 E blau = 68° 24′ Des Cloizeaux (4). 2 E na = 68° 51′, 2 V na = 40° 34′. Cziklowa, Zimanyi (5).

Durch Spaltblättchen nach (001) und ($10\bar{1}$) ist demnach je eine optische Achse sichtbar.

Phys.-Chem. Der W. wandelt sich nach Day u. Gen. (8) und nach Shepherd und Rankin (9) bei 1190° um in (pseudohexagonalen, verzwillingten) Pseudowollastonit[1]); dieser schmilzt erst bei 1540°. Er vermag ebenso wie der Wollastonit erhebliche Mengen Diopsid und auch Åkermanit, auch etwas SiO_2 in kristalliner Lösung aufzunehmen. Aus $CaSiO_3$-

[1]) Nach den Angaben von Bourgeois (11) und Allen und Gen. (10) ist Pseudowollastonit monoklin, Zwillingslamellen nach (001), spaltbar nach (001), Auslöschung a in (010) 2° geneigt zu den Spaltrissen. Optisch nahezu einachsig (2 E = 0—8°), positiv, $\varepsilon = 1{,}645$, $\omega = 1{,}615$, $\Delta = + 0{,}025—0{,}035$.

Glas kristallisiert bei langsamer Abkühlung nur Pseudowollastonit, und zwar auch bei Temperaturen unterhalb 1190° und bleibt auch bis zur völligen Abkühlung erhalten. Wollastonit selbst entsteht aus der unterkühlten Schmelze auch unterhalb 1190° nicht leicht, am ehesten beim Abschrecken kleiner Schmelzmengen und nachfolgendem Erhitzen auf 800—1000°, leichter erst bei Anwendung eines Flußmittels (Ca-Vanadat) nach Allen, White und Wright (10). Der Pseudowollastonit ist bisher nicht in der Natur beobachtet, auch nicht pseudomorphosiert durch Wollastonit. Aus seinem Fehlen in Kontaktgesteinen ist indessen kaum auf ihre Entstehungstemperatur zu schließen, da er leichter noch als Wollastonit Umsetzungen eingehen wird und auch seine Umwandlungstemperatur in Wollastonit durch Beimengungen verändert wird [z. B. durch nur 6% $MgSiO_3$ erhöht auf 1300° nach Allen und White (2)]. Bemerkenswert erscheint, daß von den im schmelzflüssigen System $CaO—SiO_2$ von Day u. Gen. (8) angetroffenen Verbindungen nur $CaSiO_3$ in der Natur sicher beobachtet ist (über Ca_2SiO_4 vergl. bei Olivin, p. 367).

Gelatiniert mit Salzsäure. Die Löslichkeit in kohlensäurehaltigem Wasser bei 10 Atm. Druck und gewöhnlicher Temperatur untersuchten Matignon und Marchal (12). — Collins (13) beschrieb Umwandlung von W. in Quarz und Opal in großen Wollastonitfelsen der Santa-Fé-Grube bei Chiapas, Mexiko. Die Pseudomorphosierung durch Nontronit infolge Einwirkung von Eisensulfat beobachtete A. Bergeat (14) bei Aranzaru (Mexiko), ganz Analoges beobachtete Herm. Rose (33) bei Andreasberg i. H., wo aber der N. durch Adsorption von Mn-Salzen weiter in Brauneisen, Wad und Pyrolusit verwandelt ist. Eine auffallend starke Reaktionsfähigkeit des W. zeigt sich auch darin, daß er nach Bergeat in Eisenvitriollösung sofort Eisenhydrogel ausscheidet, ebenso Kupferlösungen zersetzt, ebenso nach Lemberg (15) Magnesiasalze bei längerer Einwirkung bei 100°.

Künstl. Darst. Die Entstehung des Wollastonits in Glasflüssen und Schlacken geben J. Morozewicz (26) und A. Lacroix (27) an, während im allgemeinen aus trockenen Schmelzen, welche ganz oder vorwiegend aus $CaSiO_3$ bestehen, nach den übereinstimmenden Angaben von L. Bourgeois, J. H. L. Vogt, C. Doelter u. a. das Calciummetasilikat in kurzen hexagonalen Säulchen und Tafeln auskristallisiert. Indessen konnte auch Pirsson (28) im langsam abgekühlten Flaschenglas eines großen, geborstenen Glasofens genau meßbare, etwas skelettförmige Kristalle von Wollastonit feststellen.

A. Daubrée (29) erhielt Wollastonit in Nadeln durch Einwirkung von überhitztem Wasser auf zugeschmolzene Glasröhren neben Quarz, A. Gorgeu (30) durch Wechselwirkung von $CaCl_2$ und gefällter Kieselsäure bei Gegenwart von Wasserdampf, E. Hussak (31) beim Auflösen von überschüssigem $CaSiO_3$ in einem Gemenge von Natriumsilikat und Calciumborat.

Nach Versuchen von Balarew (32) soll Wasserdampf die Temperatur, bei der $CaCO_3$ und Silikate unter Bildung von Wollastonit auf einander einwirken, erheblich herabdrücken.

Vork. Der W. ist ein häufiger Gemengteil der körnigen Kalke der Tiefengesteinskontaktzonen; so im Banat (bei Rezbanya, Cziklowa, Orawicza); anscheinend ähnlich in großen Massen auf den Erzgruben von Aranzazu nach Bergeat (14). Auch in Kalkeinschlüssen vulkanischer Gesteine (Mte. Somma, Capo di Bove, Santorin, Ölberg im Siebengebirge u. a.), ferner in den körnigen Kalken der kristallinen Schieferformation aller Länder. Er wird in allen Vorkommnissen begleitet von Augit, Diopsid, Fassait, Granat, Vesuvian, Epidot und umschließt diese Mineralien, sowie Calcitkörner und nicht selten auch Flüssigkeitseinschlüsse. — Mit wenig Augitkörnern gemengt, bildet er den Wollastonitfels, welcher zusammen mit Granatfels in dünnen Lagen und linsenförmigen Massen in den von H. Rosenbusch (16) beschriebenen Paraaugitgneisen des Schwarzwaldes (Bellenwald gegenüber Gengenbach, Wiesbach bei Eisenbach, Grundbauernhof bei Rohrbach, Blatt Furtwangen) erscheint und fehlt auch als Gemengteil diesen Mergelgneisen selbst nicht, besonders wenn sie noch Karbonate enthalten. Dahin gehören wohl auch die Vorkommnisse, welche Ch. W. Cross (17) von Roguédas in der Bretagne, A. Lacroix (18) von anderen französischen, ceylonesischen und anderen Fundorten beschrieb.

In Eruptivgesteinen ist er jedenfalls sehr selten und erscheint meistens unter Verhältnissen, die auf ursprüngliche Einschlüsse oder Einschmelzung von Kalksteinen hinweisen. So fand ihn Lagorio (19) mantelförmig um Quarzkörner und in Drusen der kaukasischen Andesite vom Kasbek, G. vom Rath (20) in den Phonolithen von Ober-Schaffhausen am Kaiserstuhl, A. E. Törnebohm (21) im Eläolithsyenit von Alnö, O. Mügge (22) im Nephelinit des Vulkans Dönjo-Ngai im Massai-Lande in Deutsch-Ostafrika, Machado (23) in Nephelinsyenit von Pocos de Caldas (Brasilien). Für ein Erstarrungsprodukt des Magmas selbst hält Coomáraswámy (24) auch die grobkörnigen Massen in Orthoklas-Quarz-Pegmatit und in den Skapolith-Wollastonitgesteinen von Galle auf Ceylon. Nach der Auffassung von Eskola (25) gehört zu den Ausscheidungen aus Schmelzfluß auch der Wollastonit, der den Kern von Margaritkugeln in Labradorit von Nordpoll in Selje, Norwegen, bildet (obwohl die Plagioklase seiner Grundmasse inverse isomorphe Schichtung zeigen!). Eine gleichzeitige Ausscheidung mit dem verwandten Enstatit und mit Sillimanit erscheint ausgeschlossen.

Literatur.

(1) Ferguson und Merwin, Am. Journ. (4), **48**, 81 u. 165, 1919.
(2) Allen und White, Am. Journ. (4), **27**, 1, 1909.

(3) Grosser, Z. X. **19**, 603, 1891.
(4) Des Cloizeaux, Nouv. Rech. Paris, 1867, 697.
(5) Zimanyi, Z. X. **22**, 352, 1894.
(6) Michel-Lévy und Lacroix, Min. des roches Paris 1888, 271.
(7) Mallard, C. R. **107**, 302, 1888.
(8) Day und Gen., T. M. P. M. **26**, 169, 1907.
(9) Shepherd und Rankin, Zeitschr. f. anorg. Chem. **71**, 25, 1911.
(10) Allen, White und Wright, Am. Journ. **21**, 89, 1906.
(11) Bourgeois, Bull. Soc. Min. Fr. **5**, 14, 1882.
(12) Matignon und Marchal, C. R. **170**, 1184, 1920.
(13) Collins, Min. Mag. **13**, 356, 1903.
(14) A. Bergeat, Centralbl. 1909, 161.
(15) Lemberg, Z. D. G. G. **24**, 251, 1872 und **29**, 482, 1877.
(16) Rosenbusch, Mitt. Bad. geol. Land. Heidelberg **4**, 367, 1902 und **5**, 1905.
(17) Ch. W. Cross, T. M. P. M. **3**, 372, 1880.
(18) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **12**, 83, 1889.
(19) Lagorio, Andesite des Kaukasus. Dorpat 1878, 21.
(20) vom Rath, N. J. 1874, 521.
(21) Törnebohm, Geol. För. Förh. **6**, 542, 1883.
(22) Mügge, N. J. B. B. **4**, 576, 1886
(23) Machado, T. M. P. M. **9**, 339, 1888.
(24) Coomáraswámy, Quart. Journ. Geol. Soc. **58**, 680, 1912.
(25) Eskola, Videnskabsselsk. Skrift. **8**, 68, 1921.
(26) Morozewicz, T. M. P. M. **18**, 124, 1898.
(27) Lacroix, Minéral. de la France **1**, 624, 1893.
(28) Pirsson, Am. Journ. **30**, 97, 1910.
(29) Daubrée, Ann. Mines, **12**, 289, 1857.
(30) Gorgeu, Bull. Soc. Min. Fr. **10**, 271, 1887.
(31) Hussak, Sitzungsber. Niederrh. Ges. Bonn 1887.
(32) Balarew, Zeitschr. f. anorg. Chem. **134**, 117, 1924.
(33) Herm. Rose, Z. X. **59**, 424, 1924.

Pektolithe.

Pektolith $NaHCa_2Si_3O_9$.

Monoklin, 1,1140 : 1 : 0,9864, $\beta = 84^0\,40'$ (E. S. Dana).

Bildet nach der Symmetrieachse gestreckte Stengelchen, parallel oder büschlig oder auch radialstrahlig geordnet. Zwillinge nach (100). Isomorph mit Wollastonit. Spaltung vollkommen nach (100) und (001). — H. = 4,5—5. — d = 2,74—2,88. — Glasglanz, ins perlmutterartige und in Seidenglanz geneigt. Weiß, graulichweiß, farblos durchsichtig. — $\frac{\alpha + \beta + \gamma}{3} = 1{,}61$ und $\Delta = +0{,}038$, $2V = 60^0$ nach A. Michel-Lévy und A. Lacroix (1). Die Ebene der optischen Achsen senkrecht zur Symmetrieebene und fast genau senkrecht zu (100), b = c spitze Bisektrix (Fig. 82 p. 451 u. 83). Durch die Spaltfläche nach (100) gesehen $2H_o = 143^0$—145^0 nach A. Des Cloizeaux (2). — V. d. L. leicht zu weißem Email schmelzbar. In HCl unter

Ausscheidung schleimiger Kieselsäure löslich. — Pektolith ist gegenüber Wollastonit durch den stets positiven Charakter der Längsrichtung und die stärkere Doppelbrechung charakterisiert.

Der Pektolith findet sich auf Spalten und Drusen, sowie im Gesteinskörper selbst bei vielen basischen Ergußgesteinen, wie den Melaphyren und Diabasen Tirols, des Saar-Nahe-Gebiets, Schottlands und Nordamerikas, seltener in Amphiboliten. Paul (3) beschreibt Kriställchen aus Tinguait von Mount Mary, Port Cygnet, Tasmanien (lichtgrün); Lacroix (7) aus Kalken Madagaskars, die durch Riebeckitgranit metamorphosiert sind, hier vielfach durch sekundären Kalk verdrängt.

Über den Existenzbereich pektolithähnlicher Minerale in hydrothermalen Systemen berichteten Koenigsberger und Müller (4); danach entstehen diese zwischen 330 und 360°, während sie nach anderen dort aufgeführten Versuchen von E. Baur und von Niggli und Schlaepffer auch noch bis 470° erhalten wurden.

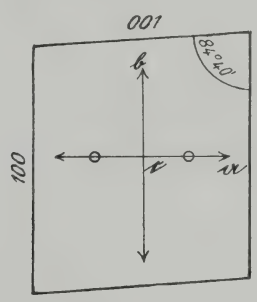


Fig. 83.

Magnesiumpektolith wäre ein von Reuning (5) beschriebenes Mineral zu nennen, das in Drusenräumen von Diabas von Burg Herborn vorkommt. Es hat pektolithähnliche Zusammensetzung, enthält aber 5,5% MgO. Radialfaserig. d = 2,688. Brechungsindex etwa 1,56, Δ = etwa + 0,04. Ebene der optischen Achsen parallel der Faserrichtung = c, $2E > 100^0$, $2V = 60^0$ etwa. Es scheint wenig beständig zu sein und leicht von Prehnit pseudomorphosiert zu werden.

Manganpektolith mit 4,25% MnO beschreibt J. F. Williams (6) unter Neubildungen des Nephelinsyenits von Magnetcove, Ark. Das Mineral ist von hellgrüner Farbe, aber meistens mit Überzügen von braunen Manganoxyden. Auch bei diesem liegt die Achsenebene normalsymmetrisch und b = c ist spitze Bisektrix. — $2E_{na}$ ungefähr 15° mit fast so starker Dispersion der optischen Achsen wie bei Titanit. $\varrho > v$. Die stumpfe Bisektrix fast genau senkrecht zu (001), der besten Spaltfläche.

Literatur.

(1) Michel-Lévy und Lacroix, Min. des roches. Paris 1888, 317 und Bull. Soc. Min. Fr. **8**, 323, 1885.
(2) Des Cloizeaux, Man. de min. 1862, 547.
(3) Paul, T. M. P. M. **25**, 296, 1906.
4) Königsberger und Müller, N. J. B. B. **44**, 433, 1921.
(5) Reuning, Centralbl. 1907, 739.
(6) J. F. Williams, Z. X. **18**, 386, 1890.
(7) Lacroix, Minéralogie de Madagascar I, 524, 1922.

Rosenbuschit.

Chem. Zus. $2\,Na_2ZrO_2F_2 . 6\,CaSiO_3 . TiSiO_3TiO_3$ nach W. C. Brögger (1) mit $SiO_2 = 31{,}36$, $ZrO_2 = 20{,}10$, $TiO_2 = 6{,}85$, $Fe_2O_3 = 1{,}00$, Ceritoxyde $= 0{,}33$, $MnO = 1{,}39$, $CaO = 24{,}87$, $Na_2O = 9{,}93$, $F = 5{,}83$, $S^a = 101{,}66 - O = 2{,}45$. — Sa. $= 99{,}21$.

Morph. Monoklin, hol., $a : b : c = 1{,}1687 : 1 : 0{,}9572$, $\beta = 78^0\,13'$ nach Brögger (1) und Dana (2). Divergentstrahlige bis radialstrahlige

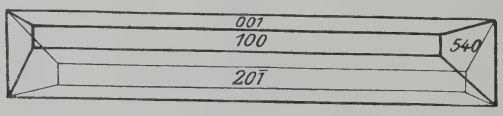


Fig. 84.

Aggregate bis zu $^1/_3$ mm dicker, 1—2 cm langer, nach der Symmetrieachse gestreckter Kristallnadeln. Meßbare Kristalle selten (Fig. 84), mit (001), (100), (201), (540). Die Nädelchen sinken herab zu mikroskopischen Dimensionen.

$100 : 540 = 42^0\,28'$ $\quad 001 : 540 = 81^0\,20'$
$20\bar{1} : 540 = 52^0\,28'$ $\quad 001 : 20\bar{1} = 67^0\,28'$.

Koh. Spaltbarkeit vollkommen nach (001), weniger vollkommen nach (100), unvollkommen nach (201). Bruch uneben. — H. = 5—6. — d = 3,30 bis 3,315.

Opt. Glasglanz. Hellorangegrau bis bräunlichgrau, im durchfallenden Licht fast farblos bis hellgraulichgelb. — Ebene der optischen Achsen normalsymmetrisch (Fig. 85 u. 86) und gegen die Vertikalachse etwa 12^0—14^0 im spitzen Winkel β geneigt. — $b = a$, $c : c = 13^0$.

Larsen (3) fand an im Dünnschliff farblosen optisch positiven Kristallen vom Langesundsfjord $2\,E = 110 \pm 10^0$, $2\,V = 58 \pm 5^0$; c stark geneigt zur Normalen der Spaltfläche (001),

$$\alpha = 1{,}683,\ \beta = 1{,}688,\ \gamma = 1{,}712,\ \Delta = +0{,}029\ (\pm 0{,}003).$$

Ebenso an Kristallen von Skudesundskjout am Langesund (braune, radiale

Nadeln); optisch positiv, $2\,E = 115^0$ etwa, $2\,V = 60 \pm 5^0$, sehr schwach pleochroitisch,

$\alpha = 1{,}682$ (farblos), $\beta = 1{,}687$ (blaßgelblich), $\gamma = 1{,}710$ (blaßgelblich);
$\Delta = +0{,}028$ ($\pm 0{,}003$).

Die Lage der Achsenebene und die Orientierung etwaigen Pleochroismus ist ein Kennzeichen gegenüber Epidot.

Phys.-Chem. V. d. L. leicht schmelzend. — Von Salzsäure leicht zersetzt.

Vork. Brögger entdeckte den Rosenbuschit in den pegmatitischen Bildungen der südnorwegischen Alkalisyenite und Eläolithsyenite des Langesundfjord. Als Gesteinsgemengteil der normalen Tiefengesteine findet er sich in brasilianischen und nordamerikanischen Eläolithsyeniten und gehört hier

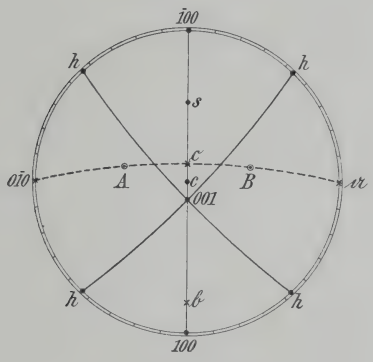


Fig. 85.

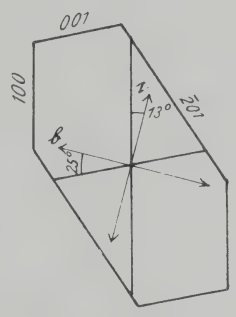


Fig. 86.

zu den frühen Ausscheidungen. Besonders nach außen hin sind die strahligen Aggregate des R. oft durchwachsen mit Ägirin und violettem Flußspat. Låvenit, Mosandrit, Rinkit und Eukolit sind häufige Begleiter des Rosenbuschits. Von Pirsson und Washington (4) wird er erwähnt aus Nephelinsyenitporphyr von Red Hill, Moultonboro, N. Hampshire, in Gesellschaft von Ägirin. Nach Lacroix (5) kommt er sehr reichlich vor in Tinguait der Los-Inseln (Guinea); seine Begleiter sind hier Arfvedsonit, Cancrinit, Flußspat, Astrophyllit, Katapleit.

Literatur.

(1) Brögger, Z. X. **16**, 378, 1890.
(2) E. S. Dana, Syst. of Min. 1892, 374.
(3) Larsen, U. S. Geol. Survey, Bull. **679**, 129, 1921.
(4) Pirsson und Washington, Am. Journ. **23**, 434, 1907.
(5) Lacroix, Nouv. Arch. Muséum (5), **3**, 1911.

Datolith.

Chem. Zus. $HCaBSiO_5$, zuweilen etwas B ersetzt durch Al [nach Fromme (1)].

Morph. Monoklin, holoedrisch; 0,6345 : 1 : 1,2657; $\beta = 89^0\,51'$ (Dauber)[1]). Auf Gesteinsklüften Überzüge von Körneraggregaten und Kristallen, die meist sehr flächenreich sind. In Gesteinen allotriomorphkörnige Aggregate von sehr geringen Abmessungen der Individuen; die Kristalle annähernd äquidimensional. Häufige Formen sind: (111), ($\bar{1}12$), (110), (100), (010), (001), (102). Auch traubige und nierenförmige Aggregate mit strahligem Bau auf Klüften (Botryolith). In dem Vorkommen desselben von Arendal entspricht die Faserrichtung nach Lacroix (2) der Symmetrieachse, in solchen von Lizard (Cornwall) liegt dagegen die Faserrichtung parallel a, seltener $\parallel$ c nach M'Lintock (3).

$110 : 1\bar{1}0 = 64^0\,47'$ $\quad$ $001 : 102 = 44^0\,51'$
$111 : 1\bar{1}1 = 59^0\,4{,}5'$ $\quad$ $001 : 110 = 89^0\,53'$.

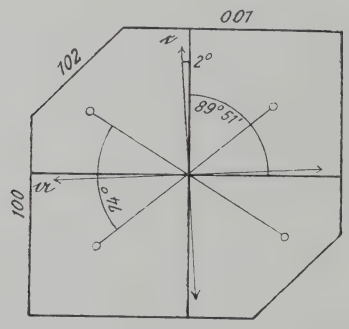


Fig. 87.

Koh. Ohne deutliche Spaltung; doch erscheinen in sehr dünnen Schliffen kurze und vereinzelte Risse nach einer Fläche der orthodiagonalen Zone. — Bruch uneben bis muschlig. — H. = 5—5,5. — d = 2,9—3,0.

Opt. Glasglanz, im Bruch fettig; farblos, weiß, grünlich, rötlich; im durchfallenden Licht farblos. Brechung mäßig, Doppelbrechung stark, negativ. Optische Achsen in der Symmetrieebene (Fig. 87). Achsenwinkel groß, mit schwacher Dispersion $\varrho > v$.

---

[1]) Diese und die folgenden geometrischen Daten nach Dana, Syst. of Min. p. 502, 1892. Da die Achsen a und c innerhalb der Messungsfehler einander gleich bezw. einfache Vielfache voneinander sind, auch deutliche Spaltbarkeit fehlt, muß man nach den optischen Eigenschaften orientieren, am einfachsten nach der Lage von a und c, die nach der hier gewählten Aufstellung fast mit a bezw. c zusammenfallen.

c : c = + 1° (Na) im stumpfen Winkel β, Serra d. Zanchetti, Brugnatelli (5)

c : c = + 2° 27′ (Na) Bergen Hill, Brugnatelli (5).

	α	β	γ	Δ	2 V
Andreasberg, Des Cloizeaux (4)	1,6248	1,6510	1,6670	— 0,0422	74° 30′ (rot)
„ „ „ (4)	1,6260	1,6535	1,6700	0,0440	72° 22′ (gelb)
Bergen Hill, Brugnatelli (5) . .	1,6214	1,6492	1,6659	0,0445	74° 39′ (Li)
„ „ „ (5) . .	1,6246	1,6527	1,6694	0,0448	74° 8′ (Na)
Lizard, Cornwall, M'Lintock (3)	1,626(0)	1,653(2)	1,6702	0,044(2)	74° 16′ (gelb)

Demnach scheint die Dispersion der Doppelbrechung nur schwach.

Phys.-Chem. Gibt im Röhrchen Wasser bei starkem Glühen. Schmilzt leicht unter Aufschäumen. P. N. Tschirwinsky (6) berichtet, daß die Kristalle vom Berge Machouk bei Piatigorsk bei schwachem Erhitzen im Tiegel erglimmen, ähnlich wie Gadolinit.

Künstl. Darst. de Gramont (11) erhielt durch Erhitzen von Borax und Calciumsilikat in Wasser auf 400° doppelbrechende Kristalle mit ungefähr dem Gehalt an H_2O, CaO und SiO_2 wie im Datolith (B ist nicht bestimmt).

Vork. Der Datolith siedelt sich öfter in „unfrischen" Diabasen und Gabbros und besonders auf ihren Kluftflächen an. Er scheint vielfach ein Produkt der Einwirkung borhaltiger Lösungen und Dämpfe auf Kalke zu sein und wird häufig begleitet von Apophyllit, Kalkspat, auch wohl von Axinit, Danburit. Von manchen Autoren wird er als Kontaktprodukt aufgefaßt [Tschirwinsky (6), M'Lintock (3), Twelvetrees und Petterd (8)]. Auch bei Listitz unfern Beraun (Böhmen) bildet Datolith in Graptolithenschiefer am Kontakt mit Diabas ein wenig mächtiges, weißlich graues, porzellanähnliches Kontaktgestein, das von Jahn aufgefunden und von Slavik und Fišer (9) beschrieben wurde. Auf Erzlagerstätten erscheint er z. B. bei Andreasberg im Harz (in Diabas), am Lake Superior in der Kupfererzlagerstätte nach Osann (10) in einer dichten, makroskopisch porzellanähnlichen Varietät. In Granat-Datolith-Hornfels aus Granitkontakt vom Dartmoor Forest, South Brent, Devonshire, beschrieb ihn Busz (7).

Literatur.

(1) Fromme, T. M. P. M. **28**, 313, 1905.
(2) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **8**, 433, 1885.
(3) M'Lintock, Min. Mag. 1910, 407, nach Z. X. **52**, 93, 1913.
(4) Des Cloizeaux, Man. de Min. Paris 1862, 170.
(5) Brugnatelli, Z. X. **13**, 159, 1888.
(6) P. N. Tschirwinsky, Ann. géol. et min. Russie 1911, 174.
(7) Busz, N. J. B. B. **13**, 127, 1899.
(8) Twelvetrees und Petterd, nach Z. X. **34**, 214, 1901.
(9) Slavik und Fišer, Centralbl. 1903, 229.
(10) Osann, Z. X. **24**, 554, 1895.
(11) de Gramont, C. R. **113**, 83, 1891 und Bull. Soc. Min. Fr. **14**, 197, 1891.

Gadolinit.

Chem. Zus. $Be_2Fe^{II}Y_2Si_2O_{10}$ nach Petersson (1). Y umfaßt neben 36—46% Gadoliniterden auch 14—4% Cererden. Das Verhältnis von Fe^{II} (von dem ein Teil, anscheinend sekundär, in Fe^{III} übergegangen ist) zu Be schwankt etwas. Spuren auch von B und meist etwas Th (bis 0,88% ThO_2)[1]) und zuweilen Spuren von Sc . H_2O zwischen 0,5 bis 3,36% (Malö). Grüne optisch isotrope und grüne doppelbrechende Substanz sind nach Petersson (14) chemisch nicht wesentlich verschieden.

Morph. Monoklin, holoedrisch;

0,6273 : 1 : 1,3215, $\beta = 89^0\,26\frac{1}{2}'$, Eichstädt (2).

(110), ($\bar{1}11$), ($\bar{1}12$), (001), (012), (011), (021), ($\bar{1}02$), (010) u. a. Formen. Petersson beobachtete auch nach der Achse c verlaufende Zwillingslamellen. Z. T. sehr große, meist kurz prismatische Kristalle von deutlich monoklinem Habitus, auch Stöcke parallel orientierter Kristalle nach Schetelig (7), auch derb, körnige Aggregate anscheinend seltener.

$110 : 1\bar{1}0 = 64^0\,12'$	$011 : 001 = 52^0\,53'$
$\bar{1}11 : 001 = 68^0\,30'$	$012 : 001 = 33^0\,27'$
$\bar{1}12 : 001 = 51^0\,29'$	$021 : 001 = 69^0\,16\frac{1}{2}'$

Koh. Deutliche Spaltung nach (001) beobachtete Petersson nach dem Verglimmen, sonst nur splittriger oder muschliger Bruch. H. = 6,5—7, bei isotrop gewordenen nach Schetelig (7) nur 6—6,5. — Dichte schwankend zwischen 4,02 (in anscheinend auch chemisch zersetzten Kristallen von Malö) bis 4,52; in durch Erhitzen verglimmten Kristallen bis 4,75.

Opt. Anscheinend besonders frische Kristalle von Hundtholmen in Südnorwegen fand Th. Vogt (4) glänzend schwarz, an den Kanten dunkel olivgrün durchscheinend; die Kristalle der meisten Vorkommen haben aber eine braune Rinde. — Nach Des Cloizeaux (3) u. a. liegen die optischen Achsen in (010), positive Mittellinie im stumpfen Winkel β, bei grün durchsichtigen 4^0 geneigt zu c, bei braunen bis 13^0; $2V = 85^0\,28'$, mit starker Dispersion $\varrho < v$[2]). Doppelbrechung schwankend, auch in demselben Schliff, in z. T. rahmenförmig einander umgebenden Zonen (wohl Anwachsstreifen), die aber in der Auslöschungsrichtung und der Orientierung im konvergenten Licht übereinstimmen; vielfach völlig isotrop, dann aber oft noch mit schmalen doppelbrechenden und überall gleichzeitig auslöschenden Adern (vergl. Phys.-Chem.). Th. Vogt (4) fand an (im Dünnschliff hellgrünem) Material von Hundtholmen mittels Immersion im weißen Licht:

[1]) Nur Fromme (18) gibt für das Vorkommen vom Radautal bei Harzburg 2,26 ThO_2 an.

[2]) Nach Rinne [bei Fromme (18)] dagegen $\varrho > v$ und Doppelbrechung positiv; dazu aber „Axenwinkel nicht weit von 90^0 abweichend" (sic!)

$\alpha = 1{,}801$; $\beta = 1{,}812$; $\gamma = 1{,}824$ und mit Kompensator
im Kern $\gamma - \alpha = 0{,}024$; $\beta - \alpha = 0{,}011$,
in der Hülle $\gamma - \alpha = 0{,}021$; $\beta - \alpha = 0{,}010$,
mit merklicher Dispersion $\varrho < v$.

In den schwächer doppelbrechenden bis isotropen Kristallen ist auch die Brechung schwächer; Zenzén (5) und Larsen (6) fanden:

Baringer Hill und Hooking Hollow (Texas) n = 1,710 (6),
Ytterby und Kårarfvet (Schweden) n = 1,76—1,78 (5) und $\Delta = 0{,}006$ (6),
Hitteroe (Norwegen) n > 1,78 (5),
Devils Head mine, Col. n = 1,783 (6),
Hackberry, Arizona, $\alpha = 1{,}780$, $\gamma = 1{,}785$, $\Delta = 0{,}005$ (6).

Im Dünnschliff gelblich bis olivgrün durchsichtig, meist ohne merklichen Pleochroismus, indessen in sehr dicken Dünnschliffen nach Th. Vogt (4) mit α = olivgrün, $\beta = \gamma$ = grasgrün; bei braunen Farben mit schwachem Pleochroismus: $\mathfrak{c}$ = bräunlichgelb, $\mathfrak{a}$ = gelblichbraun. Mit radioaktivem Saum in Biotit von Ytterby nach Mügge (11).

Phys.-Chem. Wie Scheerer (8) zuerst beobachtete und G. Rose (9) bestätigte, verglimmt der G. von Hitterö beim Erhitzen unter Wärmeentwicklung und Volumenveränderung. Petersson (1) untersuchte dies Verhalten genauer und stellte fest, daß isotrope Kristalle dabei doppelbrechend wurden, und zwar einheitlich und mit derjenigen optischen Orientierung, die der äußeren Form entsprach; daß in schwach doppelbrechenden die Doppelbrechung zunimmt, daß auch die Dichte sich erhöht, daß aber eine Aenderung der chemischen Zusammensetzung damit nicht verbunden ist. Liebisch (10) fand als Temperatur, bei der die Umwandlung vor sich geht, 750° (mit Ansteigen bis 1060°), in einem anderen Fall 572°. Mügge (13) bemerkte, daß der Übergang aus dem isotropen in den kristallinen Zustand nicht unstetig, sondern allmählich erfolgt und daß die dabei entstehende optische Orientierung die gleiche ist wie in den etwa schon vorher vorhandenen einheitlich doppelbrechenden Adern.

Aus allem diesem schloß Mügge (11), daß [wie auch Hamberg (19) schon vermutet hatte] in den schwach doppelbrechenden bis isotropen Kristallen eine teilweise oder vollständige Zerstörung der Kristallstruktur durch das Bombardement der α-Teilchen des Thoriums und seiner Abkömmlinge stattgefunden habe, zumal um Gadolinit in Biotit stärker pleochroitische Säume beobachtet waren und optisch isotrope Teile die nach den von Küstner (12) nach Debye-Scherrer gemachten Aufnahmen keine Kristallstruktur mehr erkennen ließen, dagegen nach der Umwandlung durch Erhitzen eine mit ursprünglich kristallinem G. übereinstimmende Struktur zeigten. Daß die kristallographische Orientierung nach dem Verglimmen

wieder dieselbe ist wie vor der Isotropisierung, erklärt sich dadurch, daß die optisch isotropen Massen noch submikroskopische Keime in der ursprünglichen Orientierung fein verteilt enthalten, die beim Wiederkristallisieren orientierend wirken. Der Übergang aus dem isotropen in den anisotropen Zustand wird dadurch scheinbar stetig, daß beim Erhitzen die kristallin geordneten Teilchen auf Kosten der durch die α-Strahlung unregelmäßig dispergierten wachsen. Das Steigen der Interferenzfarben im Dünnschliff beim Erhitzen beruht also auf einer Zunahme der Menge und der Dicke der doppelbrechenden Teile, die Zunahme der Doppelbrechung ist nur eine scheinbare, daher auch keine Aenderung der optischen Orientierung weder im parallelen noch konvergenten Licht. Die für ein Silikat auffallend große Schnelligkeit, mit der die kristallinen Teile wachsen, wenn die Temperatur eine gewisse (aber weit unter der Schmelztemperatur liegende) Grenze überschreitet, ist auch nur scheinbar, da die kristallinen Keime schon vor dem Erhitzen überall zwischen den isotropisierten in feiner Verteilung vorhanden sind und nun sich annähernd gleichzeitig vergrößern.

Schmilzt nach Liebisch (10) bei etwa 1410°; in der erstarrten Schmelze wurden doppelbrechende Teilchen beobachtet. — Von HCl wird kristalliner Gadolinit nur wenig angegriffen, isotrop gewordener gelatiniert damit. Das beste Lösungsmittel ist nach Genth (17) H_2SO_4. — Die Kristalle oberflächlich meist in braunrote bis gelbbraune matte bis erdige Masse verwandelt; ein derartiges Produkt aus Texas mit wachsartigem Glanz ergab Genth 9,30% Glühverlust und 5,58% CaO. Es ist anzunehmen, daß isotropisierte Kristalle chemischen Umwandlungen leichter zugänglich sind als kristalline.

Vork. Bisher anscheinend nur in Pegmatitgängen beobachtet, z. T. schriftgranitartig durchwachsen von Feldspat und Quarz, meist in Gesellschaft von Orthit und anderen Mineralien mit seltenen Erden. An den meisten Vorkommen sind die Kristalle schon ganz isotropisiert oder nur noch schwach doppelbrechend, anscheinend noch ganz intakt jene von Hitterö in Norwegen und von Stora Skedevi, Dalarne, Schweden. Eine Beschreibung der zahlreichen norwegischen Vorkommen gab Scheteli g (7). In Schweden bei Ytterby (z. T. noch schwach doppelbrechend) in Gemengen mit Feldspat und dunklem Glimmer und mit Einschlüssen von Erdpech; auch bei Fahlun und andern Orten. Lacroix (16) fand G. in drusigem „Granulite“ der Mourne Mts., Websky (20) bei Schreiberhau im Riesengebirge, Fr. Ulrich (21) in Granitgängen des Gabbros im Radautal bei Harzburg. In großen Mengen in Llano Co., Texas, nach Hidden und Mackintosh (15), nach Genth (17) auch in Colorado.

Literatur.

(1) Petersson, Geol. För. Förh. **12**, 275, auch Diss. Upsala, Stockholm 1890.
(2) Eichstädt, Ak. H. Stockholm, Bih. **10** (2), No. 18, 1885.

(3) Des Cloizeaux, Man. de min. **2**, XII, 1874.
(4) Th. Vogt, Videnskabsselsk. Skrifter I, No. 1, 1922, 27 u. 44.
(5) Zenzén, Bull. Geol. Inst. Upsala, **15**, 64, 1916.
(6) Larsen, U. S. Geol. Survey, Bull. **679**, 1921.
(7) Schetelig, Videnskabsselsk. Skrifter I, No. 1, 96, 1922.
(8) Scheerer, Pogg. Ann. **51**, 421, 1840.
(9) G. Rose, Pogg. Ann. **59**, 479, 1843.
(10) Liebisch, S. B. A. 14, IV, 1920, p. 350.
(11) Mügge, Centralbl. 1922, 721 u. 753.
(12) Küstner, bei (11) und Zeitschr. f. Physik **10**, 41, 1922.
(13) Mügge, Centralbl. 1908, 36.
(14) Petersson, Ofvers. Kongl. Vet. Ak. Förh. **45**, 179, 1888.
(15) Hidden und Mackintosh, Am. Journ. **38**, 474, 1889.
(16) Lacroix, Bull. Soc. min. Fr. **11**, 68, 1888.
(17) Genth, Am. Journ. **38**, 198, 1889.
(18) Fromme, Centralbl. 1917, 305.
(19) Hamberg, Geol. För. Förh. **36**, 357, 1914.
(20) Websky, Z. D. G. G. **17**, 566, 1865.
(21) Fr. Ulrich, bei vom Rath, Pogg. Ann. **144**, 576, 1871.

Monokline Pyroxene.

Es sind drei, wenn auch durch mannigfache Zwischenglieder verbundene, so doch durch chemischen Bestand, kristallographische Eigenschaften und geologische Stellung wohl charakterisierte Gruppen zu unterscheiden.

1. Die sesquioxydfreien bis sesquioxydarmen monoklinen Pyroxene.
2. Die sesquioxydreicheren monoklinen Pyroxene.
3. Die Alkalipyroxene.

Die erste Gruppe umfaßt die Diopsid-Hedenbergit-Reihe mit den Mineralien Diopsid, Hedenbergit, Malakolith, Salit und einem bisher zu Unrecht „Salit" genannten Gliede, welches wir Magnesiumdiopsid nennen wollen. Die Gesamtheit der hierher gehörigen Typen möge als diopsidische Pyroxene bezeichnet werden.

Die sesquioxydreichen Pyroxene werden durch die gemeinen und basaltischen Augite und den Fassait repräsentiert und mögen als Augitreihe zusammengefaßt werden.

Zu den Alkalipyroxenen gehören der Ägirin und Akmit, der Spodumen und Jadeit.

Das auch mikroskopisch wichtigste Kennzeichen ist für alle Pyroxene die Spaltbarkeit nach einer fast rechtwinkeligen prismatischen Form, der die Indices (110) gegeben werden. Die Aufstellung ist außerdem so gewählt, daß der bei einigen Gliedern deutlichen orthodomatischen Gleitfläche die Indices (001) [nicht ($\bar{1}$01)] zukommen.

1. Die diopsidischen Pyroxene.

Chem. Zus. Isomorphe Mischungen von $CaMgSi_2O_6$ und $CaFeSi_2O_6$ mit (gewöhnlich geringen) Beimengungen auch von $CaMnSi_2O_6$; außerdem wechselnde Mengen $(Mg, Fe)_2Si_2O_6$. Nach Ferguson und Merwin (1) besteht auch ununterbrochene Mischbarkeit mit Klinoenstatit ($MgSiO_3$). Über die Beimengung eines tonerde- und eisenoxydhaltigen Gliedes, das den Übergang zu den gemeinen Augiten vermittelt, vergl. bei letzteren, über den gewöhnlich geringen Gehalt an Alkalien bei den Alkalipyroxenen. — Ti kann hier, wie bei allen anderen Pyroxenen, in wechselnden Mengen eintreten. Ein Gehalt an Cr_2O_3 (meist nur 1—2%) findet sich häufiger im sogen. Chromdiopsid der Olivingesteine.

Morph. Monoklin, holoedrisch; 1,0921 : 1 : 0,5893, $\beta = 74^0\,10'$ vom Rath. (100), (010), (110), (111), (22$\bar{1}$), (11$\bar{1}$), (021), (001); selten (am Hedenbergit häufiger) (10$\bar{1}$), (10$\bar{2}$). — Habitus gern schlanksäulenförmig mit gewöhnlich stark vorherrschenden (100) und (010), schmalem Prisma und flächenreicherer Endbegrenzung (Fig. 88). — Zwillingsbildung nach (100) sehr verbreitet, öfter mit Einschaltung einer oder mehrerer schmalen Zwillingslamellen zwischen die beiden Hauptindividuen (Taf. XV, Fig. 1). Selten lamellare Zwillingsbildung nach (001) (Taf. XV, Fig. 2). Es kommen auch, wenn schon selten, beide Zwillingsgesetze nebeneinander vor. — Stenglige Individuen ohne idiomorphe Begrenzung und Aggregate solcher. — Körner und körnige Aggregate.

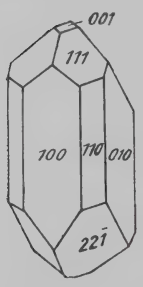


Fig. 88.

110 : 1$\bar{1}$0 = 92° 50′ $\bar{2}$21 : $\bar{2}$21 = 84° 11′ $\bar{1}$02 : 100 = 89° 49′
$\bar{1}$11 : $\bar{1}\bar{1}$1 = 59° 11′ 021 : 02$\bar{1}$ = 97° 11′ $\bar{1}$01 : $\bar{1}$00 = 74° 30′
111 : 1$\bar{1}$1 = 48° 29′.

Koh. Spaltung nach (110) mit wechselnder Vollkommenheit stets deutlich (Bd. I 1, Taf. V, Fig. 5 und Taf. XVI, Fig. 1), wenig vollkommene Spaltung nach (100) und (010) oft wahrnehmbar. — Einfache Schiebungen nach $K_1 = (001)$ mit $K_2 = (100)$ treten nach Müggge (2) schon bei geringem Druck ein. Auch die natürlichen Zwillingslamellen nach (001) mögen in vielen Fällen durch Druck entstanden sein. Im Zusammenhang damit steht die häufige Teilbarkeit nach (001). — Die starken Verbiegungen mancher Kristalle um die Achse b, wie sie z. B. Strüver (3) von der Mussaebene im Alatal beschrieben hat, weisen auf Translationsfähigkeit nach T = (100) mit t = [001]. Vollkommene Absonderung nach diesen Translationsflächen in stark gequetschtem Gabbro, vielfach verbunden mit starken Verbiegungen, zeigt sich namentlich in den Diallag genannten Varietäten (Taf. XVI, Fig. 2 und Taf. XVII, Fig. 2 u. 3). Einfache Schiebungen nach (100) sind bisher

nicht nachgewiesen. — Bei der Untersuchung der Änderung der Winkel mit steigender Temperatur fand R. Großmann (188), daß oberhalb 500° meist Zerfall in Lamellen nach (110) eintrat.

Bruch uneben bis unvollkommen muschlig. — H. = 5—6; bei Diopsid (auch Diallag) und Hedenbergit auf (100) erhebliche Unterschiede der Ritzbarkeit, nämlich H. = 5—6 für die Richtung c von unten nach oben (auf der vorderen Fläche 100), dagegen H. nahezu 7 für die entgegengesetzte Richtung. Der Unterschied ist so groß, daß man sich danach über die Lage des stumpfen und spitzen Winkels β orientieren kann nach Mügge (4). Senkrecht c auf (100) H. = 7.

Wichtig für diese Orientierung an allen monoklinen Pyroxenen ist auch die Ätzung der Prismenzone mit Flußsäure. Die Ätzfiguren haben nach Greim (5) am Diopsid von Ala und am Spodumen von Alexander Co. und nach Wülfing (6) auch in der Akmitgruppe die Orientierung und Lage, wie sie Fig. 89 in der aufgerollten Zone zeigt. An der vorderen Quer-

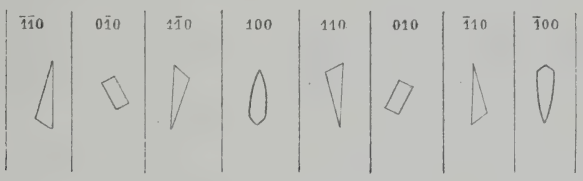


Fig. 89.

fläche weist die Spitze nach oben, auf den vorderen Prismenflächen nach unten. Die langen Kanten der Ätzfiguren auf (010) bilden mit der Prismenkante einen (in der Zeichnung übertriebenen) spitzen Winkel von 5—10°; ihre kurze Kante fällt von der Prismenkante nach hinten mit 74° ab und entspricht also der Spur von ($\bar{1}01$).

Die der Spaltung entsprechenden Risse sind fast stets zahlreich, auch recht dicht gedrängt, aber sie verlaufen meistens nicht ununterbrochen und scharf geradlinig durch den Kristall, sondern sie springen oft ab, anastomosieren miteinander und haben rauhe Ränder. J. Thoulet (7) hat die Winkel dieser Spaltrisse in den verschiedenen Schnitten der 3 Hauptzonen berechnet und tabellarisch zusammengestellt. Die Unvollkommenheit der Spaltrisse erlaubt jedoch kaum zuverlässige Messungen, die dann ihren Wert erst durch Zuhilfenahme der optischen Erscheinungen erhalten würden. — Die der Spaltung nach den vertikalen Pinakoiden entsprechenden Risse sind immer nur kurz und absetzend. — Bei lang prismatischer Ausbildung zeigen die diopsidischen Pyroxene ebenso wie die rhombischen oft eine annähernd senkrecht zur Prismenkante verlaufende Zerklüftung. — Judd (8) wollte die Teilbarkeit des Diallags und anderer Pyroxene von chemischen Wirkungen ableiten, indessen sind nach Mügge (4) umgekehrt die mit der Translation verbundenen Aufblätterungen nach (100), z. T. auch die Biegung und das Abreißen

von Translationslamellen längs der Achse b = f ⊥ t und dadurch entstehende Hohlräume die Ursache dafür, daß chemische Umsetzungen und Ablagerung von Neubildungen namentlich längs Flächen (100) sich bemerklich machen.

Opt. Glasglanz. Grün in verschiedensten Tönen von beinahe farblos durch grünlichweiß, graugrünlich, grasgrün, olivgrün bis grünlichschwarz, selten braun (Diallag) im auffallenden, farblos, hellgrün bis grasgrün und graulichgrün, selten graubraun im durchfallenden Licht. — Starke Licht- und positive Doppelbrechung. Ebene der optischen Achsen ist die Symmetrieebene, die spitze positive Bisektrix im stumpfen Winkel β mit einer vom chemischen Bestande abhängigen Neigung gegen die vertikale Achse (Fig. 90 und 91) und Schema Fig. 105 auf p. 494.

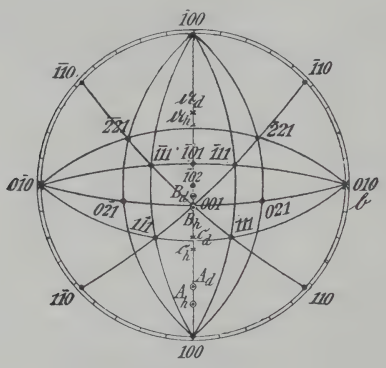


Fig. 90.

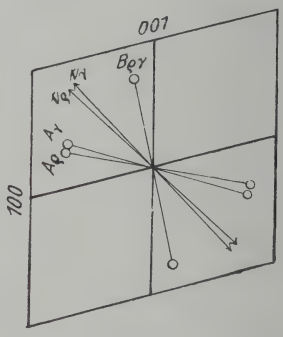


Fig. 91.

Die Größe des Winkels c : c schwankt von etwa +38 bis 47°. Dispersion der optischen Achsen (Fig. 91) stark bei der auf (100) austretenden Achse A, schwach bei der auf (001) austretenden Achse B. In Platten senkrecht zur spitzen Bisektrix liegt an der Hyperbel der Achse A (in der Diagonalstellung) rot innen, blau außen bei lebhafter Färbung, an der Hyperbel der Achse B liegen die Farben umgekehrt und sind viel matter. — Dispersion der Mittellinie merklich mit c : c rot > c : c blau nach Wülfing (6). Eine genaue Messung der Dispersion der Auslöschungsrichtungen in (010) bei verschiedenen Diopsiden führte Petrow (10) aus. Die Abhängigkeit der Auslöschungsschiefe auf Flächen (h k 0) von jener auf (010) und von der Größe des Achsenwinkels hat Daly (11) durch Rechnung und Zeichnung verfolgt und gezeigt, wie man mit Hilfe der auf zwei Flächen (h k 0) gemessenen Auslöschungsschiefe jene auf (010) berechnen kann.

2 V um 60°, anscheinend wenig schwankend bei Ersatz von Mg durch Fe, im Dünnschliff die Änderung nicht merklich. In den stärker gefärbten Abarten, z. B. Schefferit, macht sich das Nichtzusammenfallen der Hauptabsorptionsrichtungen mit den Hauptschwingungsrichtungen in (010) durch die verschiedene Färbung des Gesichtsfeldes um die beiden optischen Achsen nach Wilh.

Ramsay (12) bemerkbar[1]). Dickere Platten von Diopsid senkrecht zu einer optischen Achse zeigen auch Büschel nach Bertin (13) und Kalkowsky (14).

Die Zahlen der folgenden Tabelle (für Na-Licht), geordnet nach der Größe von β, sind zusammengestellt nach den Untersuchungen von Wülfing (6), Des Cloizeaux (56), Dufet (57), Alex. Schmidt (58), Zimanyi (59), Ries (60), Flink (15), Michel-Lévy und Lacroix (16), Tschermak (17), Brenner (18), Melczer (19), G. Nordenskjöld (20).

	α	β	γ	Δ	c:c	2 V
Grauer Diopsid, Piukkala (18) . . .	1,6508	1,6570	1,6808	0,0300	39° 42′	60° 20′
Grüner „ Russel, N. Y. (60) .	1,6626	1,6718	1,6940	0,0314	37°	58° 56′
„ „ Port Henry, N. Y. (60)	1,6683	1,6730	1,6902	0,0219	41°	56° 30′
„ Decalb, N. Y. (59)	1,6674	1,6745	1,6961	0,0287	—	60° 18′
Diopsid, Ala (58)	—	1,6751	—	—	38° 49′	59° 18′
„ Schwarzenstein (59)	1,6701	1,6768	1,6991	0,0290	—	58° 4′
„ Ala (57)	1,6707	1,6776	1,6996	0,0289	—	59° 9′
„ weiß, Nordmarken V. (6) .	1,6710	1,6780	1,7000	0,0290	39° 6,5	58° 43′
„ Schwarzenstein (58)	—	1,6795	—	—	39° 4′	58° 56′
„ Ala (56)	1,6727	1,6798	1,7026	0,0299	38° 54′	58° 59′
„ gelbgrün, Nordmarken IV (6)	1,6734	1,6804	1,7029	0,0295	39° 35′	58° 57′
Diallag [2], Cap Lizard (16)	1,679	1,681	1,703	0,024	—	—
Schefferit [3]), Franklin Furnace (19) .	1,676	1,683	1,705	0,029	—	60° 0′
Diopsid [4]), Taberg (20)	1,6765	1,6835	1,7052	0,0287	41° 24′	59° 22′
„ grün, Achmatowsk (58) . .	—	1,6841	—	—	39° 53′	59° 1′
„ „ Pitcairn, N. Y. (60) .	1,6806	1,6843	1,7036	0,0230	41° 30′	59° 40′
„ „ Sing Sing, N. Y. (60)	1,6778	1,6848	1,7025	0,0247	40°	59°
„ „ Decalb, N. Y. (60) .	1,6749	1,6852	1,7013	0,0264	40°	59° 30′
„ weiß, Achmatowsk (58) . .	—	1,6886	—	—	38° 34′	58° 45′
„ grün, Ducktown (58) . . .	—	1,690	—	—	40° 19′	54° 32′
Kokkolith, Arendal (17)	—	1,690	—	—	40° 22′	58° 38′
Diopsid, grün, Diana, N. Y. (60) . .	1,6888	1,6932	1,7108	0,0220	41° 30′	60° 40′
„ weiß, Nordmarken V (15) .	—	1,6936	—	—	38° 3,5	58° 52′
„ gelbgrün, „ IV (15) .	—	1,6959	—	—	38° 45′	58° 57′
„ grasgrün, „ III (15) .	—	1,6959	—	—	—	58° 56.5′
„ schwarz, Ersby (18) . . .	1,6923	1,6994	1,7214	0,0291	43° 18′	59° 44′
„ dunkelgrün (15)	—	1,7047	—	—	—	59° 11′
„ schwarz, Nordmarken I (6)	1,6986	1,7057	1,7271	0,0285	44° 42′	60° 28′
„ „ „ I (15)	—	1,7243	—	—	44 38,5	60° 36′
Hedenbergit, Tunaberg (6)	1,7320	1,7366	1,7506	0,0186	47° 10′	59° 52′

[1]) Ites (26) hat gezeigt, daß trotz der geringen Färbung des Diopsids hier die Lage der Absorptionsmaxima und -minima sehr erheblich von den Achsen des Fresnelschen Ellipsoids für dieselben Farben abweichen.

[2]) Im Tageslicht.

[3]) Mit 3,38 ZnO, 5,31 MnO.

[4]) Mit 2,94 FeO, 0,20 MnO.

Für die Dispersion der Mittellinien und der optischen Achsen ermittelte Wülfing (6):

		α	β	γ	c : c	2 V
Weißer Diopsid, Nordmarken, Typus I	Li	1,6675	1,6744	1,6962	+ 39° 12′	58° 52′
	Na	1,6710	1,6780	1,7000	+ 39° 6.′5	58° 43′
	Tl	1,6749	1,6818	1,7045	+ 39° 3′	58° 30′
Gelbgrüner Diopsid Nordmarken, Typus IV	Li	1,6697	1,6767	1,6990	+ 39° 41′	59° 12′
	Na	1,6734	1,6804	1,7029	+ 39° 35′	58° 57′
	Tl	1,6770	1,6838	1,7057	+ 39° 30′	58° 44′
Schwarzer Diopsid, Nordmarken, Typus I	Eosin	1,6956	1,7028	1,7244	+ 44° 48.′5	60° 37′
	Na	1,6986	1,7057	1,7271	+ 44° 42′	60° 28′
	Tl	1,7030	1,7103	1,7326	+ 44° 35.′5	60° 19′
Hedenbergit, Tunaberg	Eosin	1,7297	1,7340	1,7472	+ 47° 8′[1])	59° 48′[1])
	Na	1,7320	1,7366	1,7506	+ 47° 10′	59° 52′
	Tl	1,7359	1,7411	1,7573	+ 47° 2′	59° 32′

Der hohen Brechung entspricht das Relief, der kräftigen Doppelbrechung die leuchtenden Farben der diopsidischen, wie aller anderen monoklinen Pyroxene im Dünnschliff, der geringen Bisektricendispersion die vollkommene Auslöschung im Gegensatz zu anderen monoklinen Pyroxenen. Sehr charakteristisch sind ferner die großen Auslöschungsschiefen gegen die Spaltrisse, welche A. Michel-Lévy (21) für beliebige Flächen der wichtigsten Zonen berechnet hat, und der Mangel eines deutlichen Pleochroismus, worauf als diagnostisches Unterscheidungsmittel gegenüber den Amphibolen zuerst G. Tschermak (22) aufmerksam machte. Auch die Abhängigkeit des Betrages der Auslöschungsschiefe c : c von dem chemischen Bestande, insbesondere von dem Gehalte an FeO, erkannte Tschermak (17). J. Wiik (23) bestätigte die Abhängigkeit des Winkels c : c von dem in Prozenten ausgedrückten Gehalt an FeO an einer größeren Anzahl zumal finnländischer Pyroxene, G. Flink (15) an schwedischen Vorkommnissen. Dieser zeigte dann auch, daß MnO denselben Effekt zu haben scheine wie FeO; er fand:

	FeO	MnO	c : c
Schefferit, Långban	3,8	8,3	44° 25.5
Eisenschefferit, braun, Långban . . .	15	6,2	69° 3
„ schwarz, Pajsberg . .	17,5	6,7	47° 2′ bis 59° 9′

Beschränkt man sich auf die diopsidischen Pyroxene, so findet Wülfing (6) folgende Gesetzmäßigkeiten: 1. Für das reine Diopsidmolekül $CaMgSi_2O_6$ ist der Winkel $c : c = + 37° 50′ \pm 10′$ anzunehmen; 2. in der ganzen Reihe ist die Bisektrix c_ϱ stärker gegen die Vertikalachse geneigt als c_v, ein wichtiger Unterschied gegenüber dem Ägirin; 3. die Brechungs-

[1]) Für Li.

exponenten α, β, γ nehmen sämtlich mit zunehmendem Eisengehalt zu, die Dispersion der Brechungsexponenten α und β wächst wenig, die von γ nicht unerheblich mit zunehmendem Eisengehalt; 4. die Doppelbrechung $\gamma - \alpha$ ändert sich vom Diopsid aus zuerst wenig, doch zeigt sich beim Hedenbergit eine deutliche Abnahme derselben; 5. für 2 V existiert ein Maximalwert für eine Mischung mittlerer Zusammensetzung; doch sind die Schwankungen überhaupt klein, nur $1^0\,30'$.

Für die reziproke Dispersion der Doppelbrechung, gemessen durch $N = \frac{\Delta_{na}}{\Delta_{Tl} - \Delta_{Li}}$ findet man vom weißen bis schwarzenDiopsid keine erheblichen Werte ($N = +32$ bis $+49$); sie ist dagegen beträchtlich für Hedenbergit ($N = +4{,}8$). Die Hedenbergite sind also in Schnitten nach (010) gegenüber den Diopsiden nicht nur durch niedrigere, sondern auch durch stark übernormale Interferenzfarben ausgezeichnet.

In Schnitten der orthodiagonalen Zone schneiden sich die Spaltrisse in einem vorderen Winkel von etwa 87^0, wenn senkrecht zu c; der Winkel sinkt auf 85^0 etwa für Schnitte parallel (001) und fällt dann stetig herab bis auf 0^0 in Schnitten parallel (100). Die Auslöschungen liegen symmetrisch zu den Spaltrissen. Solange die Spaltrisse angenähert senkrecht zueinander liegen, tritt die schwach dispergierte Achse B, bei Schnitten mit parallelen Spaltrissen die stark dispergierte Achse A aus. — In Schnitten der klinodiagonalen Zone sinkt der vordere Winkel der Spaltungsrhomben stetig von etwa 85^0 auf 0^0. Die Auslöschung liegt symmetrisch auf dem Schnitte nach (001), wird dann rasch beträchtlich schief, erreicht ein Maximum, welches wenig größer ist als die Auslöschungsschiefe aut (010), und sinkt langsam zu dieser hinab. — In Schnitten der vertikalen Zone liegen die Spaltrisse parallel und die Auslöschungsschiefe sinkt von (010) nach (100) dauernd bis auf 0^0.

Bei den Zwillingennach (1 0 0) haben die beiden Individuen alle Flächen der Prismenzone und also auch die Spaltrisse gemeinsam. In Schnitten (h 0 l) löschen beide Individuen zwar gleichzeitig aus, indessen ist die Stärke der Doppelbrechung und also die Interferenzfarbe im allgemeinen verschieden. In Schnitten nach (h k 0) liegt die Zwillingsgrenze [falls (100)] parallel den Spaltrissen und die gleichnamigen Auslöschungsrichtungen symmetrisch für beide Individuen zur Zwillingsgrenze. Die Zone (0 k l) ist nicht beiden Individuen gemeinsam; in Schnitten dieser Zone wechselt die Auslöschung in dem einen Individuum wie oben angegeben, im andern steigt sie stetig und in anderem Maße von 0^0 im Schnitt nach ($\bar{1}\,0\,1$) bis zum Maximum in ($0\bar{1}0$). — Bei schiefen Schnitten durch Zwillinge nach (100) liegt die Spur der Zwillingsebene im allgemeinen schief gegen die beiden Individuen gemeinsamen Spaltrisse und die Auslöschung erfolgt unsymmetrisch zur Spur der Zwillingsebene. Auch hier folgt aber aus der Parallelität der Spaltrisse,

daß Zwillingsbildung nach c oder (was für Holoeder dasselbe ist) nach (100) vorliegt. Becke (24) und Molengraaff (25) haben hierauf entgegen früheren unrichtigen Deutungen aufmerksam gemacht.

Phys.-Chem. V. d. L. um so leichter schmelzbar, je mehr Fe vorhanden ist. Reines $MgCaSi_2O_6$ schmilzt nach Day und Sosman (27) kongruent bei 1391°; das Glas hat d = 2,854. Nach Boeke-Eitel (28) würde für je 1000 Atm. Druckerhöhung eine Schmelzpunktserhöhung um etwa 19° zu erwarten sein. Die Mischbarkeit mit $MgSiO_3$ reicht von etwa 47 bis 67% $MgSiO_3$, diejenige mit $CaSiO_3$ ist sehr beschränkt nach Allen und White (54). — Die Diopside werden von Salzsäure nicht, von Kieselflußsäure nur langsam, von Flußsäure leicht angegriffen.

Künstl. Darst. Die künstliche Darstellung der monoklinen Pyroxene von der Zusammensetzung der Diopside (und auch Augite) aus Schmelzfluß gelingt außerordentlich leicht und wurde besonders von Fouqué und Michel-Lévy, sowie von Jos. Morozewicz bei petrogenetischen Synthesen unter den mannigfaltigsten Bedingungen beobachtet. Die Entstehung derselben bei Hüttenprozessen ist eine bekannte Tatsache und wurde besonders von J. H. L. Vogt (71) eingehend studiert. A. Daubrée erhielt Diopsidkristalle durch Einwirkung überhitzten Wassers auf eisenhaltiges Glas, Lechartier durch Kristallisation in einem Schmelzfluß von Chlorcalcium oder Natriumsulfat. — Die systematische Untersuchung der aus den Komponenten der Diopside (und gemeinen Augite) bestehenden Systeme steht noch aus.

Vork. u. Varietäten. Der Diopsid[1]) ist ein wesentlicher Gemengteil mancher Tiefengesteine, so der Pyroxengranitite von Laveline in den Vogesen u. a. O., sowie der reinen Pyroxengranite und Augitdiorite, und erscheint auch z. T. in den lamprophyrischen Ganggesteinen dieser Familien, in den Minetten und Kersantiten. Idiomorph in den Graniten und Lamprophyren, z. T. hypidiomorph oder ohne kristallographische Begrenzung und dann gern in paralleler Durchwachsung mit Hornblende in den Augitdioriten. Wenig vollkommene Spaltung nach den vertikalen Pinakoiden und Querklüftung neben der guten Spaltung nach (110) häufig; farblos bis hellgrün im durchfallenden Licht, gern verzwillingt nach (100). Allverbreitet die Umwandlung in Serpentin, dessen Fasern von den Spaltrissen und Querflächen aus vordringen und den Kristall als Netz durchziehen, in dessen Maschen unveränderte Teile des Diopsids liegen. Diese gehen dann gern in regellos filzige Aggregate von Serpentin über. Pseudo-

[1]) Analysen der gesteinsbildenden Pyroxene findet man in H. Rosenbusch-Osann, Elemente der Gesteinslehre. 4. Aufl. Stuttgart, 1923 bei den verschiedenen Gesteinen zusammengestellt.

morphosiert durch Antigorit sind nach Lacroix (29) stark gepreßte und nach (100) polysynthetisch verzwillingte Diopside vom Granitkontakt im Haute-Ariège. Calcit in feiner Verteilung oder auch in größeren Körnern ist sehr oft beigemengt und verschwindet erst später mehr oder weniger ganz. — Wie weit der in den Ergußgesteinen der granitodioritischen Magmen auftretende helle monokline Pyroxen zum Diopsid gehört, ist noch festzustellen.

Sehr verbreitet ist der oft einige Prozente des Ägirinmoleküls enthaltende Diopsid in den Alkaligraniten, Alkalisyeniten, Eläolithsyeniten, Monzoniten, Shonkiniten, in manchen Tinguaiten und Phonolithen neben Biotit, Ägirin, Akmit oder Alkaliamphibolen. Kohäsionsverhältnisse wie oben. Umwandlung in Serpentin nur sehr selten beobachtet. Sehr charakteristisch ist die weit verbreitete zonare Struktur, welche durch die Umwachsung mit nach außen immer ägirinreicheren Schalen hervorgebracht wird, und durch die nach außen zunehmende Tiefe der grünen Farbe, die starken Veränderungen in der Auslöschungsschiefe und den Pleochroismus erkannt wird. Parallele Durchwachsung mit Hornblende findet sich sehr verbreitet bei den Monzoniten, Theralithen und Shonkiniten. In aplitischen Gesteinen scheint Diopsid selten zu sein; Spurr erwähnt solchen aus dem südwestlichen Alaska (Dies. Buch II, 585 u. 907). Emmons und Calkins (189) aus den auch Skapolith führenden Gesteinen von Philipsburg und Cable mine (Montana), wo er besonders in der Nähe des Kontaktes mit dem Kalk erscheint und also vielleicht durch dessen teilweise Resorption entstanden ist.

In den kristallinen Schiefern findet sich der Diopsid in Einzelkrystallen stengligen und körnigen Aggregaten an körnigen Kalk gebunden und läßt sich aus diesem in jene, vorwiegend aus Ca- und Mg-Silikaten bestehenden Lagergesteine verfolgen, welche den Kalklagern im Gneis und Glimmerschiefer geognostisch äquivalent sind. An solchen Diopsiden der Kalkdiopsidschiefer vom Rummelsberg bei Strehlen in Schlesien beobachtete E. Schumacher (30) Umwandlung in Amphibol. Für die Feststellung der Verbreitung des Diopsids in Amphiboliten und Gneisen, worin ihn zuerst E. Kalkowsky (31), Fr. Becke (32) u. a. beschrieben, fehlt noch der chemische Nachweis. Er wird hier, ebenso wie in den Kalksilikathornfelsen der Kontaktzonen gern von Granat und Epidotmineralien begleitet.

In kontaktmetamorphen Kalken (Kalksilikathornfelsen) ist Diopsid eine häufige Neubildung. Öfter als in ausgezeichneten Kristallen erscheint er hier in unregelmäßig begrenzten, von andern Kontaktneubildungen (Wollastonit, Granat, Anorthit, Forsterit, Epidot, Titanit, Spinell u. a.) durchwachsenen Körnern. Der Hedenbergit namentlich auf Eisenerzlagerstätten in Begleitung besonders von Andradit (im sogen. Skarn).

Mansjöit nannte v. Eckermann (184) einen fluorhaltigen Diopsid (50,14 SiO_2, 0,95 Al_2O_3, 0,91 Fe_2O_3, 7,45 FeO, 0,008 MnO, 21,26 CaO, 17,10 MgO, 0,07 K_2O, 0,24 Na_2O, 0,03 P_2O_5, 0,63 F, 0,76 H_2O, Summa 99,62), der in graugrünen Körnern in Begleitung anderer F-haltiger Silikate in Pegmatit am Berge Mansjö in Nordschweden vorkommt. Er weicht vom gewöhnlichen Diopsid gleichen FeO-Gehaltes durch stärkere Dispersion (? der optischen Achsen) und kleineren Wert $c : c = 35^0\,0'$ ab, ist aber sonst optisch diopsidähnlich.

Manganhaltiger Pyroxen der Diopsidreihe ist mehrfach beobachtet, so von Weinschenk (61) in den kontaktmetamorphen Kalken von Orawicza. Er weicht trotz eines Gehaltes von 5,76% MnO optisch nicht erheblich vom gewöhnlichen ab (vergl. p. 467, Tabelle, und p. 468). Nahezu 11% MnO enthält ein Hedenbergit aus huronischem, metamorphem Schiefer von Su Poru (Sardinien) nach Lovisato (33). Ferner gehört hierher der Schefferit und Zinkschefferit von Franklin Furnace, N. J., mit Zwillingslamellierung und Absonderung parallel (001) nach J. E. Wolff (34) und ebenso der nach Sioma (35) im Distrikt Karabutan (Wladikaukas) vorkommende. Nur ca. 1% MnO enthält der von J. Uhlig (36) beschriebene Hedenbergit vom Radautal bei Harzburg. Ebenfalls Mn-Hedenbergit, aber mit 5,84% MnO, ist der von Fermor (37) aus den Manganlagerstätten bei Nágpur (Indien) beschriebene. — Der schön blaue Violan von S. Marcel in Piemont ist nach der Analyse von Penfield (38) ein Diopsid mit etwa 10% Beimengung von Jadeit + Akmit + $NaMn^{III}(SiO_3)_2$. — Andere blaue Diopside sollen ihre Färbung nur einem geringen Gehalt an $FeSiO_3$ verdanken.

Diallag sind jene Pyroxene zu nennen, die sich durch eine vollkommene Teilbarkeit nach (100) auszeichnen. Schon der Umstand, daß sie den jungen Ergußgesteinen fremd sind, weist darauf hin, daß diese Absonderung die Folge einer mechanischen Beanspruchung (die Translation bewirkte) ist, der vielleicht noch eine chemische Einwirkung folgte[1]). Der Diallag enthält gern außer den älteren begleitenden Mineralien die für Hypersthen und Bronzit charakteristischen Einschlüsse, welche p. 344 als Titaneisenglimmer vermutungsweise gedeutet wurden. Schon G. Rose (62) beobachtete sie im Gabbro von Neurode. Sie liegen auf der Absonderungsfläche (100) derart parallel geordnet, daß sie in Schnitten parallel dieser breit und in der Richtung der Prismenachse verkürzt, in Schnitten nach (010) sehr schmal und in der Richtung der Prismenachse gestreckt, in Schnitten senkrecht zur Prismenachse als schmale Striche erscheinen, deren Längsrichtung parallel der

[1]) Bei der Biegung unter Translation eintretende Spannungszustände mögen hier wie bei anderen Mineralien (und Metallen) wegen der dadurch bewirkten Vermehrung des Energieinhaltes (neben der Vergrößerung der Oberfläche) chemische Umsetzungen erleichtern.

Symmetrieachse ist. Sie bedingen den metallischen Schiller auf der Querfläche. Die Form dieser Einschlüsse und ihre Anordnung mögen bedingt sein durch die bei der Biegung der Translationslamellen um f = b und ihr Abreißen danach entstehenden feinen Hohlräume, wie denn umgekehrt die Entwicklung dieser nach (100) tafligen Einschlüsse auch die Leichtigkeit der Absonderung nach (100) erhöhen mag. In manchen Fällen liegen Einschlüsse, die metallischen Schimmer erzeugen, auch längs den Zwillings- und Absonderungsflächen (001). — Längsschnitte des Diallags zeigen oft eine stenglige Struktur, wie die rhombischen Pyroxene, auch hier oft in Verbindung mit zylindrischen Hohlräumen, die dann mehr oder weniger mit Eisenerzen, Karbonaten und anderen Zersetzungsprodukten erfüllt sind.

Sehr verbreitet ist die parallele Verwachsung des Diallags mit rhombischen Pyroxenen, teils in Juxtaposition, teils in Umhüllung, teils in lamellarer Durchwachsung. Immer haben die beiden Mineralien das Prisma gemein, so daß alle Spaltrisse gleichmäßig durch beide hindurchgehen. Die Lamellen des Bronzits oder Hypersthens, welche zu sehr geringen, kaum erkennbaren Breitedimensionen hinabsinken (Taf. XI, Fig. 3), unterscheiden sich leicht durch ihre geringe Doppelbrechung und die Lage der Auslöschungsrichtungen von den Diallaglamellen. — Verhältnismäßig selten finden sich parallel der Querfläche dem Diallag Hornblendesäulchen eingelagert, die mit einiger Sicherheit als primär angesehen werden könnten. Weitere Angaben über diese orientierten Verwachsungen sind zusammengestellt bei Müggge (63).

Der Diallag erleidet, besonders leicht auch wohl wegen seiner Auflockerung nach (100), vielfach eine Umwandlung zu faserigen und schuppigblättrigen Serpentinaggregaten, beziehungsweise Gemengen von Serpentin und Chlorit, denen sehr allgemein Karbonate oder Epidotkörner eingestreut sind. Die Struktur des Diallags bleibt dabei oft erhalten. Seltener ist die Umwandlung in Talk, dessen bisweilen recht breite Blättchen parallel der Querfläche geordnet sind. Die Umwandlung zu Amphibol pflegt von der Peripherie nach dem Zentrum hin fortzuschreiten, so daß bei größeren Individuen schon dem unbewaffneten Auge bemerkbar ein Diallagkern von einem Mantel von Amphibolfasern und Stengeln eingefaßt ist, die in der Richtung der Prismenachse gern pinselartig divergieren, sonst aber untereinander und mit dem Diallag parallel geordnet sind. Es ist mit diesem Vorgang gern eine bedeutende Deformation der blättrigen Kristalloide zu langgestreckten Fasern verbunden (Flasergabbro). Die Amphibolstengel dürften vorwiegend dem Strahlstein angehören und haben gelegentlich jene schön grüne Farbe, der sie den Namen Smaragdit verdanken. Auch diese Amphibole gehen durch (? bloße) Verwitterung in Gemenge von Serpentin und Chlorit mit Karbonaten oder Epidot über. Beschreibungen dieses Vorgangs lieferten Joh. Lehmann (64), G. H. Williams (65), Fr. H. Hatch (66) u. a. — Die

Umwandlung des Diallags der Gabbros und Peridotite in Kalkeisengranat, welche besonders in den sogen. Saussuritgabbros verbreitet ist, beschrieben Michael (67), Pelikan (68), Weinschenk (69), Brauns (70) u. a.

Magnesiumdiopside sind hier die Mischungen von Diopsid mit $Mg_2Si_2O_6$ (seltener auch mit $Fe_2Si_2O_6$) genannt[1]). Das eine Endglied dieser Reihe, $Mg_2Si_2O_6$, ist nicht identisch mit Enstatit, sondern monoklin und daher von den Darstellern im Carnegie-Institut als Klinoenstatit bezeichnet. Daß im Magnesiumdiopsid eine Mischung mit diesem Klinoenstatit, nicht mit Enstatit, vorliegt, ergibt sich aus den physikalischen Eigenschaften der Mischglieder. Derartige Mischglieder haben zuerst durch ihre feine Zwillingslamellierung und Absonderung in dem Vorkommen im Basalt von Kolter (Fäeroer) die Aufmerksamkeit von Osann (39) erregt, fast gleichzeitig wurden sie von Teall (40) in den Diabasen des Great Whin Sill in Nordengland aufgefunden, bald sind sie dann aus zahlreichen Diabasen (und namentlich auch aus Meteorsteinen) bekannt geworden. Eine ausführliche Beschreibung verdanken wir Wahl (73).

Über die geometrischen Konstanten der natürlichen[2]) Magnesiumdiopside ist Näheres nicht bekannt; wahrscheinlich stehen sie denen des Klinoenstatit nahe. Die Kristalle sind schlank, prismatisch nach c, zeigen außer der Pyroxenspaltung besonders häufig Absonderung nach (001) infolge Zwillingslamellierung danach, die wahrscheinlich eine Druckwirkung ist. Daneben sind sie häufig auch nach (100) verzwillingt. Mit der Absonderung nach beiden Flächen hängen anscheinend die öfter beobachteten strichförmigen Einschlüsse ‖ c und ‖ a zusammen, indem diese Produkte der längs diesen Flächen vor sich gehenden Zersetzung oder vielleicht auch Entmischung sein mögen.

Die Schwankungen der optischen Eigenschaften mit der Mischung sind viel beträchtlicher als bei den Diopsiden. Der Winkel c : c wurde gefunden zu 44° (Halleberg, Wenern-See) von Merian (41), 44½° (Westufer des Onega-Sees) von Wahl (73), 40° ca. für ein Vorkommen mit 27,77 FeO von Mull nach Hallimond (42), 44½° von den Ålandsinseln nach Wahl (43). — Für die Brechungsindices liegen noch wenige, für die Achsenwinkel bei symmetrischer Achsenlage zahlreichere Messungen vor:

	α	β	γ	Δ	2E
Onega-See [Wahl (73)]	1.690	1.699	1.711	+0.021	39° 21′ bis 0°
Mull [Wahl (43)]	1.714	1.714	1.744	0.030	ca. 0°
New Haven, Conn. sog. Salit Hovey (44)	—	—	—	—	36° 9′
Rio de Janeiro (Diabas) Hovey (44)	—	—	—	—	32° 39′
Halleberg (Diabas) Hovey (44)	—	—	—	—	34° 17′

[1]) Diese Bezeichnung ist älter als die von Wahl (73) benutzte Enstatitaugit. — Die Bezeichnung Klinoenstatit ist in Uebereinstimmung mit dem amerikanischen Gebrauch hier auf die monokline Pyroxenform von $Mg_2Si_2O_6$ beschränkt.

[2]) Die des (künstlichen) Klinoenstatits vergl. p. 475.

Dabei ist der Achsenwinkel in den inneren Teilen der Kristalle meist kleiner als in den äußeren; in den dunklen größer als in den helleren Kristallen. Kristalle mit normalsymmetrischer Achsenlage beschrieb Wahl von Richmond (Kapkolonie), Osann (45) aus Diabas von Tasmanien, und zwar in Verwachsung mit solchem mit symmetrischer Achsenlage mit $2E = 45^0$ in (010) und $12^0 \perp$ (010)], Quensel (46) aus Quarzessexiten der patagonischen Cordillere.

Künstliche Darstellung. Monokline Kristalle der Zusammensetzung $Mg_2Si_2O_6$ (Klinoenstatit) wurden zuerst von Ebelmen (50) durch Zusatz von Borsäure zur $Mg_2Si_2O_6$-Schmelze erhalten. Diese Kristalle waren polysynthetisch verzwillingt nach (100) und hatten eine Auslöschungsschiefe von 28^0. Analoge Produkte sind von Fouqué und Michel-Lévy (51) erhalten und als Pyroxène magnésien bezeichnet. Nach Allen, Wright und Clement (52) schmilzt $MgSiO_3$ bei 1557^0, aber im Gegensatz zu Diopsid inkongruent, nämlich unter Ausscheidung von Forsterit Mg_2SiO_4. Meßbare Kristalle wurden erhalten in einer Schmelze mit $MgCl_2$, durch welche trockenes HCl strömt. Diese waren sehr enstatitähnlich, mit 1,03 : 1 : 0,60, $\beta = 87^0\,26'$, lamellar verzwillingt nach (100), d = 3,192. Die von Allen u. Gen. und von K. O. Andersen (53) angegebenen optischen Konstanten[1]) sind folgende: Ebene der optischen Achsen normalsymmetrisch, Doppelbrechung positiv.

α	β	γ	Δ	c : c	2 V	
1,647	1,652	1,658	+0,011	$21^0\,8'$	sehr groß	(Allen u. Gen.)
1,651	—	1,660	0,009	22^0	$53{,}5^0$	(Andersen).

Nach den Versuchen von Allen und White (54) besteht zwischen diesem „Klinoenstatit" und dem Diopsid $MgCaSi_2O_6$ eine weitgehende Mischbarkeit [bis zu einem Gehalt von 68% $MgSiO_3$ nach Bowen (55)]. In den Mischkristallen sinkt vom Diopsid an der Winkel c : c von $38{,}5^0$ auf 22^0, die mittlere Brechung von 1,676 auf 1,654, die Doppelbrechung von 0,03 auf 0,009, der Winkel der optischen Achsen von etwa 60^0 auf 0^0 bei etwa 30 Gew.-% Diopsid, um sich dann normalsymmetrisch wieder zu öffnen. In dem System $CaSiO_3$—$MgSiO_3$ verrät sich die Existenz des Doppelsalzes Diopsid auch durch eine scharfe Spitze in der Kurve, die das spezifische Volumen in Abhängigkeit von der Zusammensetzung darstellt.

Alle diese Umstände sprechen offenbar dafür, daß in den natürlichen Magnesiumdiopsiden Mischkristalle von Diopsid und Klinoenstatit vorliegen[2]).

[1]) Die oben für Magnesiumdiopsid angegebenen Brechungsindices sind erheblich höher, wohl infolge des Fe-Gehaltes.

[2]) Die vielfach in irdischen Gesteinen, wie namentlich auch in Meteoriten beobachteten orientierten Verwachsungen von rhombischen und monoklinen Pyroxenen, die zu großer Feinheit herabsinken können, machen die Selbständigkeit der rhombischen Pyroxene fast etwas zweifelhaft. Nach Bowen (55) sind die Kristalle des Klinoenstatit bei schneller Abkühlung der Schmelzen besonders fein verzwillingt.

Klinoenstatit entsteht übrigens aus allen drei anderen Modifikationen von $MgSiO_3$ durch Erhitzen derselben in $MgCl_2$ (oder anderen hinreichend dünnflüssigen Schmelzmitteln) bei rd. 800—1000°. In dem ternären System Diopsid—Forsterit—SiO_2 liegen die Mischungen Diopsid-Klinoenstatit fast ganz im Forsteritfelde; aus der Schmelze von Diopsid mit etwas größerem Überschuß von $MgSiO_3$ kristallisiert daher zunächst Forstert. Zugleich zeigt sich in diesem Teilsystem, daß in den Mischkristallen der Kern Mg-reicher sein muß als die Hülle (entsprechend dem optischen Verhalten der natürlichen Kristalle), wenn kein vollständiger Ausgleich zwischen den anfänglichen und späteren Ausscheidungen erreicht wird.

Vork. Weit verbreitet in silurischen Diabasen Schwedens; nach Wahl (73) namentlich in solchen des Hunne- und des Konga-Typus (dagegen nicht in jenen vom Äsby-Typus), ferner in solchen von den Älandsinseln, von Wahl (43) näher beschrieben; er hat bei sehr hohem Gehalt an FeO nur 7% CaO, d = 3,42. Andere Vorkommen sind beobachtet im Gouv. Olonez, auf der Kusjkim-Insel [Bäckström (47)], in karbonischen Diabasen des nördlichen Englands, in triasischen des Connecticut-Sandsteins, Gangdiabasen des Gneises der Umgegend von Rio de Janeiro, solchen von Richmond in der Kapkolonie [bereits von Cohen (48) analysiert]. Auch in manchen Basalten kommt Magnesiumdiopsid vor. Vielleicht gehört hierher auch der von Solger (49) beschriebene, nahezu optisch einachsige Diopsid aus Enstatitporphyrit von Elbingerode im Harz. — Als Kontaktmineral bisher nicht bekannt, auch nicht aus kristallinen Schiefern.

2. Die Augitreihe.

Chem. Zus. Isomorphe Mischungen von $CaMgSi_2O_6$ und $CaFeSi_2O_6$ stark herrschend; daneben aber beträchtliche Mengen von Tonerde und Eisenoxyd, die nach Tschermak als Moleküle $MgAl_2SiO_6$, $FeAl_2SiO_6$, $MgFe_2SiO_6$ und $Fe^{II}Fe^{III}_2SiO_6$ beigemischt sein sollten. Boeke (74) hat aber gezeigt, daß diese Annahme den Tatsachen nicht gerecht wird. Berücksichtigt man nur Al, nicht auch Fe^{II} und Fe^{III} und setzt die Menge der Komponenten

$$MgCaSi_2O_6 = m, \qquad Mg_2Si_2O_6 = n$$
$$MgAl_2SiO_6 = p, \qquad CaAl_2SiO_6 = q,$$

so müßte bei Tschermak's Annahme in allen diesen Mischungen die Zahl der Atome von Si gleich der Zahl der Atome von Mg + Ca sein:

$$2m + 2n + p + q = (m + 2n + p) + (m + q),$$

das ist aber, wie Boeke gezeigt hat, in zahlreichen Analysen nicht der Fall[1]). Boeke zieht es daher vor, die alkalifreien Pyroxene (abgesehen

[1]) Indessen befinden sich unter den von Boeke benutzten Analysen einige, die nach Washington und Merwin [Am. Journ. (5) **3**, 121, Anm. 1), 1922] nicht einwandfrei sind.

auch von ihrem Gehalt an Ti) einfach als Mischungen der 4 Komponenten SiO_2, CaO, MgO und Al_2O_3 aufzufassen. Bei der Darstellung dieser Komponenten in den Ecken eines Tetraeders liegen dann die Augite sämtlich innerhalb eines (verhältnismäßig kleinen) birnenförmigen Raumes (Fig. 92, in der der Punkt die Lage des Diopsids angibt), der die Fläche $CaO—MgO—SiO_2$ des Tetraeders berührt.

Wenn auch diese Darstellung den Tatsachen (in der angenommenen Beschränkung selbstverständlich) gerecht wird, verzichtet sie doch zugleich auf jede Vorstellung über die Rolle der dreiwertigen Elemente im Augit.

Neben Fe_2O_3 sind auch kleine Mengen ($^1/_4$%) Cr_2O_3 gefunden (186).

Zu den oben genannten Elementen treten in allen Pyroxenen noch kleine Mengen Alkalien, von denen meist angenommen wird, daß sie als Moleküle $NaFe^{III}Si_2O_6$ (Akmit und Ägirin) und $NaAlSi_2O_6$ (Jadeit) beigemengt sind. Ferner werden kleinere Mengen von Fe durch Mn und auch durch Cr ver-

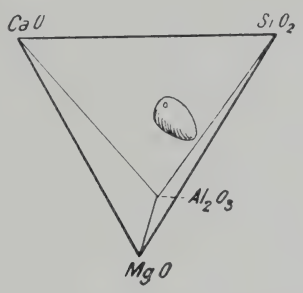


Fig. 92.

treten[1]), endlich können nicht unerhebliche Mengen Ti vorhanden sein. So fanden Warren und Allen (75) in dem schön grünen Augit der Olivinknollen vom Ice River (Brit. Columbia) 4,82% TiO_2, Streng (76) in dem von Londorf 3,35 %. Ein hoher Gehalt an TiO_2 (2,7—4,6 %) ist nach J. H. L. Vogt (195) namentlich charakteristisch für die Augite der Nephelin- und Melilithbasalte und der Camptonite; in denen der Feldspatbasalte und Gabbros soll er zwischen 0,35 und 1 % liegen.

Morph. Achsenverhältnis und Winkel wenig abweichend von Diopsid. (100), (010), (110), (11$\bar{1}$), seltener (10$\bar{1}$) und (102); Habitus dick prismatisch (Fig. 93) mit breiteren Prismenflächen, sehr oft tafelförmig nach (100), zumal bei höherem Gehalt an Alkalien und TiO_2, dann die Tafelfläche gern uneben und eingesunken. — Zwillinge nach (100), Fig. 94 gelegentlich mit einer, selten mehreren schmalen, zwischen den beiden Hauptindividuen einge-

[1]) In dem Augit vom Stempel bei Marburg sind nach Bauer (N. J. 1891 II, 187) auch 2,43% Cr_2O_3 enthalten.

schalteten Lamellen (Taf. XV, Fig. 1) sind häufig. — Seltener und besonders in den Ergußgesteinen der theralithischen Magmen finden sich Durchkreuzungszwillinge nach (101), Fig. 95, und nach ($\bar{1}22$), Fig. 96, wie sie V. v. Zepharovich und Vrba (182) aus böhmischen Vorkommnissen abbildeten, und von dem die ersteren nach V. M. Goldschmidt (78) in Trachydoleriten Nordwestspitzbergens und nach de Lorenzo (79) in den Vesuvlaven vom 3. Juli 1895 besonders häufig sind [1]).

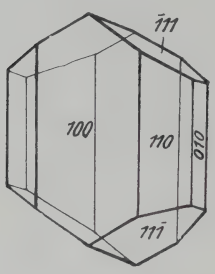


Fig. 93.

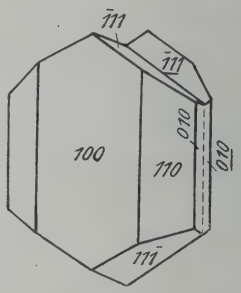


Fig. 94.

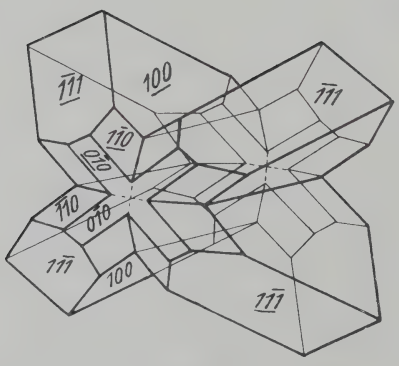


Fig. 95.

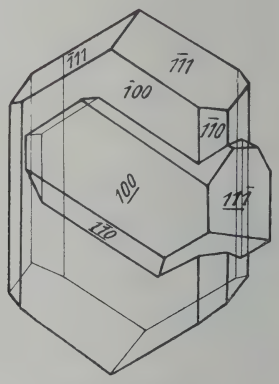


Fig. 96.

Derartige Zwillingsbildungen liegen wohl auch in den knäuelartigen und sternförmigen Durchwachsungen mehrerer Individuen vor, wie auf Taf. XV, Fig. 3. — Gegabelte und ruinenartig ausgezackte Wachstumsformen (Taf. XV, Fig. 4), Kristallskelette (Bd. I, 1, Taf. IX, Fig. 3), deren Arme sich unter den Winkeln der Pyroxene schneiden, federförmige, büschlige bis sphärolithische,

[1]) Nach diesem Gesetz soll (100) : ($\overline{100}$) = 180° 18′ sein; für die Kante [100 : $\bar{1}11$] als Zwillingsachse würde sich eine höchst ähnliche Verwachsung [mit vollkommen paralleler Lage von (100), ($\bar{1}11$) und ($\bar{1}22$)] ergeben.

moosartige und andere Aggregationen (Taf. XV, Fig. 5) sind verbreitet, zumal in den vitrophyrischen Ausbildungsformen der basischen Ergußgesteine und wurden von E. S. Dana (80), Y. Kikuchi (81) u. a. beschrieben. — Rundliche und eckige Körner und Körneraggregate; allotriomorphe Massen.

Koh. Wie bei Diopsid. — Den Augiten mancher basaltoider Gesteine des Kaiserstuhls, mancher Phonolithe und vulkanischer Auswürflinge fehlt erkennbare Spaltbarkeit durchaus, sie haben muschligen Bruch. (Muschliger Augit autorum z. T.)[1]).

Opt. Glasglanz. Grünlichschwarz, bräunlichschwarz, schwarz, selten graugrün oder gelb, im durchfallenden Lichte in verschiedenen Nuancen grün, braun, violett, auch rötlich, selten gelb. Tief braunrote und braunviolette Farbe deutet nach A. Knop (82) auf Titangehalt; indessen vergl. die Beobachtungen von Washington (89) und Pirsson (83) auf p. 483. Rote bis braunrote Farben sind nach Joh. Petersen (84) bedingt durch höheren Gehalt an Mn. Farbe oft verschieden in den Einsprenglingen und Grundmasseaugiten, auch in ein und demselben Individuum band-, zonen-, keilförmig oder in unregelmäßigen Flecken wechselnd.

Lichtbrechung und positive Doppelbrechung stark. Optische Achsen in der Symmetrieebene, $\mathfrak{b} = b$. — 2 V schwankend. $c : \mathfrak{c}$ im stumpfen Winkel β von etwa 43° bis zu weit höheren Werten steigend (vergl. Schema Fig. 105 auf p. 494). Achsendispersion $\varrho > v$ um $\mathfrak{c}$.

An Zahlen liegen vor:

Augit, Renfrew	$\alpha_{na} = 1.6975$	$\beta_{na} = 1.7039$	$\gamma_{na} = 1.7227$	$\Delta = +0.0252$	$c : c_{na} = +44°53'$	$2V_{na} = 61°12'$ E. A. Wülfing (85)
„ Pojana	= 1.688	1.701	1.713	0.025		$2V = 87°2'$ K. Zimanyi (59)
„ Auvergne	$\alpha = 1.706$	1.712	1.728	0,022	Michel-Lévy u. Lacroix (16)	
„ „	= 1.712	1.717	1.733	0.021		
„ Boreslau		1.70			$c : c = +45°30'$	$2V = 61$ G. Tschermak (17)
„ Frascati		1.74			$= +54°$	$2V = 68°$ G. Tschermak (17)
„ Böhmen					$= +46°40'$	$2V = 59°28'$ A. Osann.
„ Haleakala	= 1.700	1.706	1.724	0.024	$= +47—49°$	$2V = 58—62°$ Washington u. Merwin (183)
Diopsidaugit, Tennberg	= 1.710	1.716	1.737	0.026	$= +43°48'$	v. Eckermann (185)

Danach liegen $\mathfrak{a}$ und $\mathfrak{c}$ bei Zwillingen nach (100) sehr nahezu gekreuzt (während $\mathfrak{b}$ in beiden Individuen zusammenfällt) und es können daher in beliebigen Schnitten schräg zur Zusammensetzungsfläche, wo sich keilförmige Teile beider Individuen überlagern, durch mehr oder weniger vollkommene Kompensation der vorhandenen Gangunterschiede die Newton'schen Interferenzfarben in schmalen Streifen längs der Zwillingsgrenze erscheinen

[1]) Einfache Schiebungen und Translationen bisher nicht nachgewiesen.

und bei flüchtiger Betrachtung das Vorhandensein von um so mehr Zwillingslamellen vortäuschen, je größer der Gangunterschied ist.

Am Augit von Renfrew mit 9% R_2O_3 bestimmte Wülfing (85) für die Fraunhoferschen Linien

	α	β	γ	Δ	c : c	2V
B	1,6928	1,6990	1,7169	0,0241	+ 44° 32′	61° 34′
C	1,6943	1,7006	1,7188	0,0245	+ 44° 37′	61° 33′
D	1,6975	1,7039	1,7227	0,0252	+ 44° 53′	61° 12′
E	1,7029	1,7093	1,7284	0,0255	+ 45° 3′	60° 45′
F	1,7075	1,7138	1,7330	0,0255	+ 45° 18′	60° 9′
G	1,7170	1,7231	1,7422	0,0252	+ 45° 39′	59° 12′

Danach ist die Dispersion der Doppelbrechung nur gering, N = + 25, und die Interferenzfarben im Schnitt nach (010) sind also zum Unterschied vom Hedenbergit merklich normal.

Pleochroismus schwach, im Dünnschliff oft kaum merklich. Die Farben schwanken mit den Varietäten, vergl. dieselben. Eisenoxydreichere Außenzonen (die auf stärker oxydierende Wirkung in der letzten Phase der Magmenerstarrung hinweisen) machen sich nach Washington und Merwin (186) zuweilen durch stärkeren Pleochroismus (und höhere Brechung) ähnlich wie bei Akmit gegenüber Ägirin bemerklich.

Die optischen Verhältnisse der Augite sind weit weniger genau bekannt als die der Diopside und setzen einer Erforschung auch weit größere Schwierigkeiten entgegen, weil ihr chemischer Bestand komplizierter ist und die R_2O_3-haltigen Glieder, sowie die TiO_2-reichen Moleküle nicht annähernd rein bekannt sind, also auch nicht festzustellen ist, inwiefern sie die durch die Diopsid-, Hedenbergit-, Ägirin- und Jadeitmoleküle bedingten Eigenschaften beeinflussen. Das Bekannte möge bei der Einzelbeschreibung Platz finden.

Phys.-Chem. V. d. L. wie Diopsid. Schmelzpunkte und -Intervalle nicht sicher bekannt. — Die R_2O_3-reichen Augite werden bei längerer Behandlung von heißer HCl angegriffen, die TiO_2-reichen ganz zerstört, wie Lord (86) fand.

Verwitterung und Umwandlung. Die normale „Verwitterung" der Augite der Eruptivgesteine führt sehr allgemein zur Chloritbildung. Dieselbe beginnt meistens von der Peripherie her, seltener von einschlußreichen Stellen des Kristallinnern und schreitet dann auf den Blätterdurchgängen vor. Es entstehen bald parallelfaserige und parallelschuppige oder auch filzige, grüne Aggregate (Taf. XVI, Fig. 4) von geringer Doppelbrechung, welche nach und nach die gesamte Augitsubstanz ersetzen. Diese sind oft durchspickt mit stark lichtbrechenden Körnchen und Stacheln von Pistazit oder von kleinen, an der Spaltbarkeit und starken

Doppelbrechung leicht erkennbaren Körnchen des Calcits und umschließen ferner oxydische Eisenerze und gar nicht selten Anataspyramiden und -Tafeln. Daß hierbei mit Calcit auch andere Karbonate, wie Magnesit und Braunspat entstehen, beobachtete L. Milch (100) an Plagioklas-Augit-Ergußgesteinen der Landschaft Ula-Rawas in Süd-Sumatra. Ein weiteres Fortschreiten der Verwitterung zerstört alsdann den Chlorit wieder, an dessen Stelle ein Gemenge von Karbonaten, Limonit und Quarz tritt (101). — Die Zersetzung unter Mitwirkung stärkerer Säuren in flüssigem oder gasförmigem Zustand, also die vulkanische Zersetzung, liefert unter Wegführung aller Basen Pseudomorphosen von Opal oder Chalcedon nach Augit (102), ein Vorgang, der ganz wesentlich auf saurere Gesteine der Trachyt- und Andesitfamilie beschränkt scheint. — Sehr verbreitet, aber wahrscheinlich mit Vorliebe an dynamometamorphe Gebiete gebunden, ist die Umwandlung des Augits in ein Hornblendemineral, die Uralitisierung. Sie findet sich fast ausschließlich in den Augitdioriten und Diabasen, sowie den älteren porphyrischen Äquivalenten jener und wird bei Uralit des näheren besprochen werden. — Die randliche Umbildung des lichtbraunen Augits eines dioritischen Gesteins von Wischkowitz bei Marienbad in Böhmen in farblosen Granat beschreibt A. Pelikan (103). Sehr bemerkenswert ist die von Bowen (192) beobachtete Pseudomorphosierung des Augits durch Monticellit im Alnöit von Isle Cadieux, Quebec, durch Einwirkung alkalireicher Restlaugen; solche Monticellitzonen befinden sich auch zwischen dem Augit und Glimmer.

Künstl. Darstellung vergl. bei Diopsid, p. 470.

Vork. u. Varietäten. Augit ist ein wesentlicher und oft sehr reichlicher Gemengteil der Eruptivgesteine, der in den Gang- und Ergußgesteinen oft in zwei Generationen, als Einsprengling und als Bildung der Effusionsperiode, erscheint. Man kann recht gut zwei Haupttypen unterscheiden, den diopsidischen Augit und den basaltischen Augit.

Die diopsidischen Augite schließen sich in allen Eigenschaften, Form, Farbe und optischem Verhalten, unmittelbar an die Diopside an. Man studiert sie am besten in Trachyten, Andesiten, Porphyriten und Dioriten. Mit hellgrüner Farbe durchsichtig, haben sie bisweilen einen deutlichen, wenn auch recht schwachen Pleochroismus mit $\mathfrak{b}$ bräunlichgelb bis rötlich, $\mathfrak{a}$ und $\mathfrak{c}$ hellgrünlich, entbehren im allgemeinen einer zonaren Struktur, haben $\mathfrak{c}:\mathfrak{c}$ schwankend von $+40^0$—45^0 etwa, 2V kleiner als die eigentlichen Diopside, zwischen 50^0 und 60^0 liegend, recht schwache Achsendispersion, und zwar etwas stärker bei der oberen Achse B als bei der vorderen Achse A und sehr schwache, oft kaum erkennbare Bisektricendispersion mit $\mathfrak{c} : \mathfrak{c}_\varrho < \mathfrak{c} : \mathfrak{c}_v$. Nach Fr. Becke (87), der diese diopsidischen Augite in den Andesiten von Alborán studierte, wächst bei ihnen 2V gleichsinnig mit $\mathfrak{c} : \mathfrak{c}$. Einen auffallend Mg-armen Diopsid-Augit (2,54 MgO und 10,22 FeO gegen 28,34 CaO)

mit den in der Tabelle p. 479 aufgeführten optischen Konstanten fand v. Eckermann (185) in Quarzplagioklasgestein am Granit des Tennberges (Grängesberg).

Bei den basaltischen Augiten, wie sie in Trachydoleriten, Tephriten und verwandten Ergußgesteinen verbreitet sind, findet sich der eigentliche Augithabitus, die Farben sind kaum je rein grün, sondern bräunlich, rötlichbraun ins Violette, bräunlichgrün, $c : c > +45^0$, 2V nach Fr. Becke derart schwankend, daß er mit zunehmenden $c : c$ abnimmt, die Dispersion ist weit größer bei der Achse B als bei A, wie Wülfing (85) feststellte (Fig. 97), die Bisektricendispersion ist meistens beträchtlich mit $c : c_\varrho < c : c_v$.

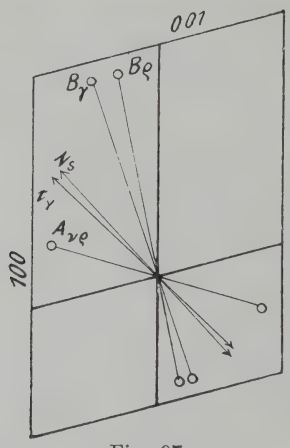


Fig. 97.

Es scheint danach, daß der Gehalt an R_2O_3 wesentlich bestimmend ist für die Dispersion, wie schon Wülfing angibt. Augit mit rötlichen Tönen und solcher Dispersion ist auch in Essexiten häufig. Messungen über die Dispersion der Auslöschungsrichtungen hat auch Beger (88) an den titanreichen Augiten der Lausitzer Camptonite angestellt; er fand:

λ	$= 680\,\mu\mu$	587	501,7	471,8
$c : c$[1])	$= 44{,}3^0$	$42{,}8^0$	$40{,}9^0$	$39{,}9^0$

Dabei war α = honiggelb, β = violett, γ = tief violettbraun. Warren und Gen. (187) fanden an einem Titanaugit (mit etwas Humiteinschlüssen) aus Nephelinsyenit vom Ice-River mit 4,84% TiO_2 für die optische Achse B sogar eine Dispersion von 9^0 in Luft.

Eine Folge der starken Bisektricendispersion der basaltischen, zumal der Titanaugite, ist es, daß Schnitte, die nicht in der orthodiagonalen Zone liegen, insbesondere solche nach (010) überhaupt

[1]) Es fehlt die Angabe, ob nicht die gemessene Auslöschungsrichtung α war.

nicht zwischen gekreuzten Nicols auslöschen bei Beobachtung im Tageslicht. Bringt man einen Schnitt nach der Symmetrieebene mit der Fläche (010) oben, also auf $(0\bar{1}0)$ liegend, in das erreichbare Maximum der Dunkelheit und dreht das Präparat im Sinn des Uhrzeigers, so erscheint eine bräunliche, bei entgegengesetzter Drehung eine bläuliche Interferenzfarbe (98).

Bei Pleochroismus, der hier weit merklicher zu sein pflegt als bei diopsidischen Augiten, ist gewöhnlich b rötlich, bräunlich, violett oder grün, a und c gelblich; bei höherem Ti-Gehalt b rötlichviolett, a und c gelblichgrau bis gelblichrosa, oder c nähert sich in der Farbe mehr jener von b. — Auch Ti-reiche Augite können hellgrün bis farblos sein, wie Washington (89) an solchen der Umgegend Roms mit 2,85% TiO_2, Pirsson (83) an solchen von Montana mit 1,5% TiO_2 erkannte.

Außerordentlich verbreitet ist bei den basaltischen Augiten isomorphe Schichtung. Im allgemeinen sind dann die sich folgenden Schalen untereinander und mit der äußersten Schale geometrisch ähnlich (Bd. I, **1**, Taf. XI, Fig. 1), doch findet man auch, daß gelegentlich die inneren Schalen andere kristallographische Umrisse zeigen, als die äußerste. Die Zahl der Schalen ist eine sehr wechselnde; bald ist nur Kern und Schale zu unterscheiden, bald umhüllen sich sehr zahlreiche und sehr dünne Schalen in dichter Folge. Auch ist die Begrenzung der inneren Schalen gegen die äußeren nicht immer eine kristallographische; auch gehen beide bisweilen allmählich ineinander über (Taf. XV, Fig. 4) oder der innere Kern läßt mehr oder weniger deutlich erkennen, daß er ein Korrosionsrest eines Individuums war, als das Wachstum wieder begann (Taf. XV, Fig. 6). Daß die optischen Eigenschaften, zumal die Lage der Auslöschungsrichtungen, in den verschiedenen Schalen verschieden sind, wenn diese nicht dieselbe chemische Zusammensetzung haben, ist selbstverständlich.

Besonders bei den TiO_2-reichen, meistens auch alkalireicheren basaltischen Augiten, die wir Titanaugite nennen wollen und die ihr Hauptverbreitungsgebiet in den Monchiquiten und Camptoniten, Tephriten, Basaniten, Trachydoleriten, Nephelinbasalten und Limburgiten haben, findet man sehr oft die sogenannte Sanduhrstruktur (Bd. I, **1**, Taf. XI, Fig. 2), welche zuerst von Leop. van Werveke (90) beschrieben und abgebildet wurde. Die zuerst von H. Rosenbusch gegebene Erklärung dieser Struktur als entstanden durch späteres Auswachsen ursprünglich gegabelter Wachstumsformen wurde von Jos. Blumrich (91) durch eine andere Auffassung ersetzt. Er sieht darin im Anschluß an Fr. Becke (92) Anwachskegel der verschiedenen Flächen des Kristalls, welche verschiedene chemische

Zusammensetzung und also verschiedene optische Eigenschaften haben. Wir folgen seiner an Einsprenglingen des Basaltes vom Boxberg bei Schönhof in Böhmen geknüpften Darstellung, welche durch die Untersuchung theralitischer Ergußgesteine der Steiermark von Al. Sigmund (93) und böhmischer Auswürflinge in den Brockentuffen von Tetschen durch H. Veit Graber (94) durchaus bestätigt wird, und entlehnen von Al. Sigmund die Fig. 98.

In sanduhrförmig gebauten Augiten zeigt ein Schnitt nach (010) zwei im Zentrum mit stumpfem Winkel zusammenstoßende und sich nach (100) öffnende, dunkler gefärbte Sektoren und zwei im Zentrum spitzwinklig zusammenstoßende nach ($\bar{1}11$) sich öffnende hellere Sektoren. In den ersten ist c : c größer und $\gamma - \alpha$ kleiner als in den letzten. — In Schnitten nach (100) liegen die dunkleren Sektoren an den (010) entsprechenden Kanten des Sechs-

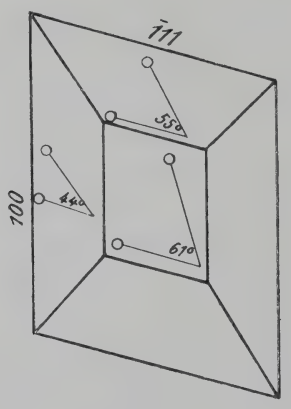


Fig. 98.

ecks, zwischen ihnen sitzen auf ($\bar{1}11$) die hellen und reichen keilförmig bis ins Zentrum. Der Unterschied in der Helligkeit ist aber hier geringer als in den Schnitten nach (010). In beiden Schnitten ziehen oft durch beiderlei Sektoren schmälere und breitere, der Umgrenzung parallele, in Farbe und Auslöschung von den dunkleren und helleren Sektoren verschiedene Bänder. — Im Schnitt senkrecht zum Prisma, einem nach der Symmetrieachse gestreckten Achteck, sind die Unterschiede der Helligkeit am geringsten. Er zerfällt in acht, bisweilen durch Einschlüsse von Mikrolithenzügen markierte Felder, die auf (100), (010), (110), ($\bar{1}10$) und ihren Gegenflächen aufsitzen. Unterschiede in der Helligkeit und Färbung der auf (100) und (110) aufsitzenden Felder sind kaum erkennbar, so daß man diese zusammenfassen kann. Solch ein Kristall besteht dann aus Pyramiden dreierlei Lage, die einen auf den Pyramidenflächen, die andern auf der Querfläche und den Prismenflächen, die dritten auf den

Längsflächen aufsitzend und alle mit ihren Spitzen im Kristallzentrum. Nicht selten aber befindet sich im Zentrum, wie in Fig. 98 angegeben, ein bald idiomorpher, bald mehr oder weniger stark korrodierter Kern von abweichenden Eigenschaften. Die durch alle Sektoren gleichmäßig hindurchziehenden Schalen sind nicht wesentlich für die Erscheinung und können ebenso wie der abweichende Kern vollkommen fehlen[1]).

Ähnliches fand V. M. Goldschmidt (95) in den Augiten der Trachydolerite von Nordwestspitzbergen. Es ist c : c für die Anwachspyramide von (h k 0) 59°, von ($\bar{1}$11) 48°, gleichzeitig viel stärkere und entgegengesetzte Dispersion bei Achse B als bei Achse A. Al. Scott (96) hat für die Augite im Andesit von Dumfrieshire auch die Brechungsindices der Anwachspyramiden (für Na) bestimmt; er fand (bei nur geringen Unterschieden der Auslöschungsrichtungen und der Achsenwinkel):

	α	β	γ	Δ
100	1,708	1,713	1,732	+ 0,024
$\bar{1}$11	1,697	1,702	1,722	0,025
010	1,712	1,717	1,735	0,023
110	1,710	1,715	1,734	0,024

Michel (97) fand beim Augit des Feldspatbasaltes von Bodenbach (Böhmen) für

grüner Kern . . . . . 2V = 70° c : c = 49½°
Titanaugit, Anw.-Pyr. von 110 . . 2V = 46° c : c = 52°
„ „ „ „ $\bar{1}$11 . . 2V = 50° c : c = 45°.

Diopsidische wie basaltische Augite umschließen neben den ihnen zugesellten Gesteinsgemengteilen älterer Entstehung (Eisenerze, Apatit, Olivin, Glimmer) in den Ergußgesteinen oft reichlich Glaseinschlüsse verschiedenster Form, seltener Flüssigkeitseinschlüsse, unter denen auch flüssige Kohlensäure mehrfach festgestellt wurde, und Gaseinschlüsse.

Gesetzmäßige Verwachsungen mit Amphibolmineralien, wobei diese mit dem Augit die vertikale Achse und die Symmetrieebene gemeinsam haben (Taf. XVI, Fig. 3), sowie mit Biotit, dessen Basis mit einer Fläche des Augitprismas zusammenfällt, werden oft, wie bei den Diopsiden, auch bei den Augiten beobachtet. — Poikilitische Durchwachsungen, die sich bis zu förmlichen Perimorphosen steigern können, finden sich besonders mit Nephelin, Apatit und Eisenerzen in Tephriten und Nephelingesteinen.

---

[1]) Über künstliche Erzeugung der Sanduhrstruktur bei Zusatz von Pigmenten zu kristallisierenden Mutterlaugen vergl. O. Lehmann, Zeitschr. f. physik. Chemie. 8. 1891, 534, und Ann. Phys. Chem. N. F. 41, 1894, 47 für organische Substanzen, A. Pelikan, T. M. P. M. 13, 256, 1893 für Strontiumnitrat. O. Maschke und H. Vater, Z. X. 33, 57, 1900 für Gips.

Regelmäßige Verwachsung mit Titaneisen, nämlich (100) parallel (0001) machte schon Streng (99) bekannt; sie sind von Interesse auch wegen der analogen Orientierung der für Titaneisenglimmer gehaltenen Einschlüsse im Diallag.

Über die monoklinen Pyroxene der kristallinen Schiefer, insbesondere der sogen. Pyroxen- oder Augitgneise, der Kalksilikatfelse, Amphibolite usw. liegen wenige genauere Untersuchungen vor. Sehr selten idiomorph, meistens in Stengel- oder Körnerform, haben sie hellgraugrüne bis dunkelgrüne, sehr selten braune Farbe. Zwillingsbildung nach (100) kommt vor, ist aber im ganzen selten und wird nur an einzelnen Orten, wie nach H. Rosenbusch (104) bei Rohrbach im oberen Schwarzwalde, polysynthetisch. Sie zeigen z. T. deutlich die Charaktere der Diopside, z. T. die der Augite. Die Verwitterungserscheinungen sind die gleichen, wie in den Eruptivgesteinen.

Die Fassait genannten lauchgrünen und gelbgrünen Abarten des Augits scheinen auf die Kontaktmetamorphosen mergeliger Kalke an älteren und jüngeren Eruptivgesteinen beschränkt zu sein. Er weicht in seinem Habitus erheblich vom basaltischen Augit ab, indem (110) und (22$\bar{1}$) fast gleich groß ausgebildet sind, daneben kleiner (021) (Fig. 99). Er erscheint so nicht nur in den metamorphen Kalken des Fassa-Tales, sondern unter ähnlichen Entstehungsbedingungen auch bei Traversella und in Kalkeinschlüssen des Basaltes der Blauen Kuppe bei Eschwege nach Rose und Mügge (105), ferner auf dem Solgerfjeld nach V. M. Goldschmidt (106) und bei Hodrusbanya nach Tokody (107), hier mit Sanduhrstruktur, obwohl der Gehalt an TiO_2 nur 0,57 % beträgt.

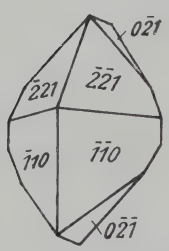


Fig. 99.

Omphacit nennt man die niemals kristallographisch begrenzten, meistens rundliche Körner oder kurzstenglige Aggregate bildenden hellgrünen, gemeinen Augite der Eklogite, die an ihrer Spaltbarkeit und großen Auslöschungsschiefe als Pyroxene zu erkennen sind. Im durchfallenden Lichte sind sie sehr hellgrün bis farblos; indessen erwähnt Hyland (108) Omphacit aus Amphibolit vom Kilimandscharo, der beim Erhitzen sehr schnell dunkel smaragdgrün und deutlich pleochroitisch wird. — Sehr häufig ist der Omphacit mit einer grünen Hornblende (Smaragdit) verwachsen, und zwar so, daß auch hier beide Mineralien die vertikale Achse und die Symmetrieebene gemeinsam haben. Bei manchen Autoren findet man die Bezeichnung als Omphacit auch für solche Pyroxene angewendet, die nach Spaltbarkeit und chemischer Zusammensetzung zum Diallag gehören, speziell für die sogen. Chromdiopside der Olivingesteine. — Der Omphacit umschließt oft in großen Mengen die

für Eklogite so charakteristischen Rutilkriställchen und -Körner; der hohe Gehalt mancher Analysen desselben an Al_2O_3 ist durch Einschlüsse von Disthen bedingt.

3. Die Alkalipyroxene

umfassen den Akmit (Ägirin), den Ägirin-Augit, Spodumen und Jadeit. Von diesen haben Akmit (Ägirin) und Ägirinaugit die bei weitem größere petrographische Bedeutung und Ägirin gegenüber Akmit die viel weitere Verbreitung.

Akmit und Ägirin.

Chem. Zus. $NaFe^{III}Si_2O_6$, mit sehr geringen Mengen von K für Na, Al für Fe und bis zu mehreren Prozent Beimengung der Diopsidmoleküle.

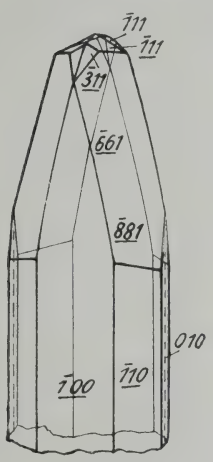


Fig. 100.

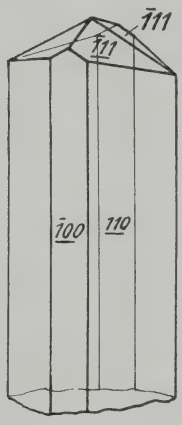


Fig. 101.

In den Nephelingesteinen von Beemerville, N.-Jersey auch mit seltenen Erden (Y, weniger Ce) und Thorium nach Washington (193). Larsen und Hundt (196) fanden auch etwas V (für Al).

Morph. Monoklin, holoedrisch; 1,0998 : 1 : 0,6012, $\beta = 73^0\,9'$ für Akmit [Brögger (109)]. (100) fast stets herrschend, sehr selten fehlend (Langesund), (110), (010) schmal, oft ganz fehlend. Am Ende bei Ägirin ($\bar{1}11$) und gern ($\bar{1}01$); bei Akmit ($16\bar{1}$) und andere steile Hemipyramiden, denen er den Namen verdankt. Abgeleitete Prismen, Pyramiden der Grundreihe und Klinopyramiden sind für die Gesteine ohne Bedeutung. Habitus prismatisch nach der Vertikalachse meist mit starker Abplattung nach (100) und gern gestreift parallel der Vertikalen, beim Ägirin auch selten prismatisch

nach der Kante von ($\bar{1}11$). — Zwillinge nach (100) häufig bei Akmit, ziemlich selten bei Ägirin (Fig. 100 u. 101). — Stenglige Individuen mit vertikaler Riefung und Aggregate solcher ohne Endflächen; büschlige und pinselförmige Gruppen, die sich mit stark ins Mikroskopische sinkenden Dimensionen zu den zierlichsten blumenkohl- und eisblumenähnlichen Formen unter oft ganz trichitischer Biegung der schlanken Fasern gestalten (Phonolithe und Tinguaite). Winkel bei Akmit (sehr wenig abweichend bei Ägirin):

$$110 : 1\bar{1}0 = 92^0\,56' \qquad 10\bar{1} : 100 = 74^0\,59'$$
$$\bar{1}11 : \bar{1}\bar{1}1 = 60^0\,17' \qquad 11\bar{1} : 100 = 77^0\,3'$$

Koh. Spaltung nach (110) vollkommener als bei Diopsid und Augit, nach (010) mit wechselnder Deutlichkeit. Eine glatte Teilbarkeit nach (001), die besonders bei großen Individuen bisweilen vorkommt, deutet Brögger als Absonderung, Ussing (110) beobachtete sie in grönländischen Ägirinen in Verbindung mit einer feinen Zwillingslamellierung nach dieser Fläche, die er eine „unzweifelhafte Druckzwillingsbildung" nennt. — Bruch uneben bis unvollkommen muschlig. — H. = 6—6,5. — d = 3,5—3,6.

Opt. Geringer Glasglanz. Farbe bei Akmit bräunlichschwarz, bei Ägirin dunkelgrün bis grünlichschwarz, oft mit schmaler weißer Haut. Im

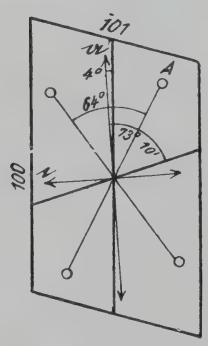


Fig. 102.

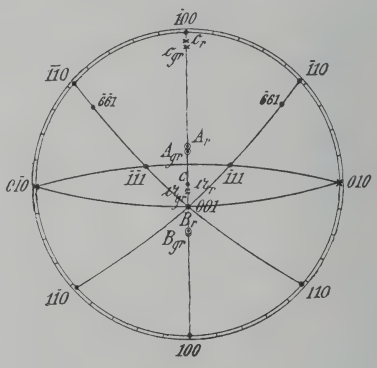


Fig. 103.

durchfallenden Licht Akmit braun bis gelb, Ägirin grün in wechselnden Tönen und gelblich. — Brechung und negative Doppelbrechung stärker als bei Diopsiden und Augiten. Optische Achsen in (010), sehr geringe Auslöschungsschiefe $c : a = + 2^0—6^0$ (im stumpfen Winkel β) (Fig. 102 u. 103) 2 V groß; geneigte Dispersion kräftig, $\varrho > v$ um a. An der einen Hyperbel blau außen, rostrot innen, an der anderen geringe Farbenunterschiede in umgekehrter Lage. — Aus der Dispersion der spitzen Mittellinie c : a rot

< c : a blau folgt, daß die Achse A in Fig. 104 die stärker dispergierte ist[1]). Für Na-Licht ist beobachtet (am Ägirin):

		α	β	γ	Δ	c : a	2 V
Langesund	[Brögger (109)]	—	1,753[2])	—	—	+2,5—3,5°	63° 28′
„	[Wülfing (6)]	1,7630	1,7990	1,8126	—0,0496	4,0—4,8°	62° 13′
„	(Sanger)	—	1,8084	—	—	4° 30′	—
„	[Wülfing (6)]	—	1,8050[3])	—	—	—	—
„	—	—	1,8086[4])	1,8196[4])	—	4° 15′	—
Kola,	[Wilh. Ramsay (77)]	1,777	1,801	—	—	4—5°	66°
Mariupol,	[Morozewicz (111)]	—	—	—	—	2—4°	64°
Julianehaab,	[Flink (112)]	—	—	—	—	5½—6°	—
„	„	—	—	—	—	± 0°	—

Für die Dispersionen fand Wülfing (6) am Ägirin von Langesund (vergl. Fig. 104):

	α	β	γ	Δ	c : a	2 V
Eosin . .	1,7590	1,7929	1,8054	— 0,0464	3° 30′	62° 35′
Na . . .	1,7630	1,7990	1,8126	0,0496	4°	62° 13′
Tl . . .	1,7714	1,8096	1,8238	0,0524	4° 58′	61° 44′

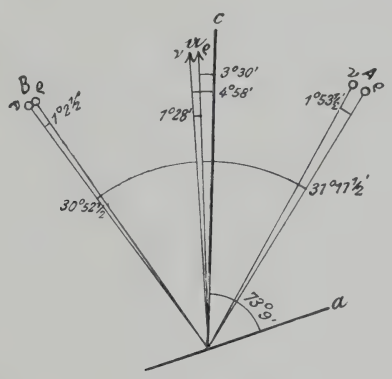


Fig. 104.

Nach diesen Messungen sind also erheblich übernormale Interferenzfarben zu erwarten.

Die kräftige Dispersion der Mittellinien bewirkt in Schnitten nach (010) dieselbe unvollkommene Auslöschung wie bei den Titanaugiten und die Auf-

[1]) Vergl. auch die unten aufgeführten Wülfingschen Zahlen über die Dispersion der Mittellinien und der optischen Achsen. Daraus ergibt sich die Dispersion der Achse A zu 1° 53½′, die der Achse B zu 1° 2½′ für Eosin-Thallium, und zwar für A die Farbenverteilung rot innen, blau außen, für die Achse B schwächere Dispersion mit rot außen, blau innen.

[2]) β und 2 V berechnet aus $2H_a = 63° 41′$ und $2H_o = 117° 18′$ in Baryum-Quecksilberjodidlösung mit n = 1,746.

[3]) An dem Sanger'schen Prisma gemessen.

[4]) An von M. Koch geschliffenem Prisma.

hellung in bräunlichgelbe Töne bei Drehung im Uhrzeigersinne aus der Dunkelstellung, in bläulichen Tönen bei entgegengesetzter Drehung, wenn das Blättchen auf (0$\bar{1}$0) liegt.

Am Ägirin von Gloggnitz beobachtete Kayserling (113) sehr erhebliche Unterschiede der Doppelbrechung zwischen dem dunkleren Kern und dem helleren Rand, nämlich:

	Δ Kern	Δ Rand
rot	0,0413	0,415
blau . . .	0,0611	0,444

Pleochroismus kräftig, Absorption $\mathfrak{a} > \mathfrak{b} > \mathfrak{c}$:

Akmit, Rundemyr	$\mathfrak{a}$ dunkelbraun	$\mathfrak{b}$ hellbraun	$\mathfrak{c}$ grünlichgelb (in dicken Schliffen).
„ „	grünlichbraun	gelb	grünlichgelb (in sehr dünnen Schliffen).
„ „	hellbräunlich ins Grün	grünlichgelb ins Braune	bräunlichgelb. Brögger.
„ Ditró	dunkelbraun	bräunlichgrün	bräunlichgrün. Becke (114)
Ägirin, Låven	reingrün bis blaugrün	olivingrün	grasgrün ins Gelbe. Brögger.
„ Langesund	tief olivengrün bis grasgrün	olivengrün bis grasgrün	gelb mit Stich ins Grün. Brögger.
„ Eker	tief grasgrün	heller grasgrün	gelbbraun bis gelb. Brögger.
„ Lujaur Urt, Kola	reingrün	gelblich grasgrün	braungelb. Ramsay (77)
„ Umptek „ „	dunkelgrün	grasgrün	gelbgrün. V. Hackman.
„ Särna, Schweden	blaugrün	saftgrün	gelbgrün. A. E. Törnebohm (115)
„ Azoren	dunkelgrün	gelbgrün	schmutziggelb. Pacheco (116)
„ Mariupol	grün	gelblichgrün	gelb. Morozewicz (111)
„ Grönland	tiefgrasgrün	—	hellgrüngelb. Flink (112)
„ „	grüngelb	—	blaßgraugelb Flink (112)

Der Pleochroismus des Ägirins hat in der älteren Literatur vielfach zu Verwechslung mit Amphibol Anlaß gegeben.

Phys.-Chem. Schmilzt leicht v. d. L. unter starker Gelbfärbung der Flamme zu magnetischer Kugel, die plattgedrückt u. d. M. zahlreiche Kristallskelette, anscheinend von Magnetit, erkennen läßt. Da Ägirin nach Cushing und Weinschenk (9) auch schon bei gelindem Glühen rasch trüb wird, scheint es nicht, daß er kongruent schmilzt. (Doelter gibt für Ägirin vom Langesund 940—950°, für Akmit von Eker 945—960° an; vergl. auch die Darstellungsversuche von Bäckström).

Umwandlung. Bei der Verwitterung treten an die Stelle des Ägirins Anhäufungen von Eisenoxyden, der Vorgang selbst bedarf einer genaueren Untersuchung. Vergl. Lievrit, p. 373. Im allgemeinen widerstehen Akmit und Ägirin den Atmosphärilien vorzüglich. — Brögger (109) beobachtete eine von innen nach außen fortschreitende Umwandlung in Analcim,

der gewöhnlich eudnophitisch doppelbrechend ist, in den Pegmatitgängen des Langesunds in Südnorwegen. — G. Flink (118) sieht die helleren Teile an den Polen grönländischer Ägirinkristalle als ein Umwandlungsprodukt an, weil hier die Kristalle von Sprüngen parallel der Prismenachse durchzogen sind, in denen opake Substanzen, wohl Eisenerze, liegen. Die Sprünge vermehren und erweitern sich allmählich so, daß zwischen ihnen nur ein loses Aggregat kleiner prismatischer Kriställchen sich findet. Diese sind gelbbraun mit Stich ins Grüne, tafelig nach (010) und tragen eine Schiefendfläche, welche mit (100) etwa 40^0 bildet. Doppelbrechung stark, gelbbraun mit Stich ins Grüne, weingelb durchsichtig, ohne Pleochroismus, c : a etwa 7^0 nach der Seite, wo die Schiefendfläche liegt. Flink hält diese Substanz für eine neu gebildete Ägirinart. — An einer anderen Fundstelle entwickeln sich zwischen den Ägirinresten, welche bei der nach der Spaltfläche vorschreitenden Zersetzung stehen bleiben, Säulchen von Lorenzenit $= Na_2O_2$. (Ti, Zr)O_2. 2 SiO_2.

Künstl. Darst. H. Bäckström (129) erhielt einen Filz von Ägirinnadeln neben Eisenglimmer und farblosen Nädelchen unbekannter Art, als er Pulver von Quarz, Eisenoxyd und Soda in dem für $NaFeSi_2O_6$ erforderlichen Verhältnis zusammenschmelzte. Das homogene schwarze Glas dieser Schmelze wurde drei Tage bei dunkler Rotglut gehalten. — Aus der Schmelze des Leucitophyrs vom Perlerkopf erhielt er Ägirinaugit wohl kristallisiert, als diese drei Tage lang auf dunkler Rotglut gehalten wurde. — Nach Weyberg (130) entstehen Kristalle von der Zusammensetzung des Ägirin und mit anscheinend auch ähnlichen physikalischen Eigenschaften neben Eisenglanz bei längerem Erhitzen einer Mischung von der Zusammensetzung $NaFeSiO_4$ mit NaCl. Auch die analoge Chromverbindung wurde erhalten. — Lacroix (131) beobachtete ihn in den Gläsern, die in St. Pierre durch Zusammenschmelzen der Aschen des Mont Pelée mit eisernen Gegenständen entstanden waren, neben Ägirinaugit und Wollastonit. — Niggli (141) stellte auf hydrothermalem Wege einen Kaliägirin dar.

Vork. u. Varietäten. Der Akmit ist ein seltener, der Ägirin ein überaus verbreiteter wesentlicher Gemengteil der Alkaligranite, Alkalisyenite und Eläolithsyenite, ihrer tinguaitischen, pegmatitischen und aplitischen Ganggefolgschaft und der Ergußgesteine der foyaitischen Magmen, insbesondere der Phonolithe und Alkalitrachyte. Auch in den von Brögger (190) als pyrogen betrachteten Kalksteinen des Fen-Gebietes bei Kristiania zusammen mit anderen für Alkaligesteine charakteristischen Silikaten. Nach Hackman (197) zusammen mit Arfvedsonit auch als metasomatische Bildung in den mit Alkaligesteinsmagma imprägnierten Gneisgraniten, Dioriten und Gabbros von Kuolajärvi. — Zonare Struktur ist nicht selten und ein Verblassen der grünen Farbe nach der Peripherie hin die Regel. Dies steigert

sich in manchen Fällen bis zur Ausbildung farbloser, gelblicher oder rosaroter Schalen von derselben Orientierung der optischen Hauptschnitte, wie beim Ägirinkern, wenn auch mit einem um wenige Grade größeren c : a. G. Gürich (172) fand dieses Verhalten am Eläolithsyenit von Kassa in Westafrika und beobachtete schon, daß die farblose Schale die Fläche (100) des Ägirins frei zu lassen pflegt, W. Ramsay (77) am Eläolithsyenit des Lujaur Urt, N. V. Ussing (110) an grönländischen, A. Lacroix (117) an pegmatitischen kanadischen Eläolithsyeniten. — Zonare Struktur parallel der Fläche (101) beobachtete G. Flink (118) an Ägirinen von Narsarsuk in Grönland mit verschiedener Färbung, aber durchaus gleicher Auslöschung der verschiedenen Bänder. — Von anderen grönländischen Fundorten gibt derselbe auch Sanduhrstruktur an, wobei die Auslöschungsschiefen in den verschiedenen Sektoren von 0° bis 6° schwanken. Verwachsungen des Ägirins mit Akmit kennt man besonders von Rundemyr bei Eker, wo nach Brögger (109) der Akmit nur die Flächen von (100) (010) (111) und (101), nie die Prismenflächen überzieht. Lamellare Einlagerung von Akmit in Ägirin kommt auch vor. Bei diesen Verwachsungen erkennt man deutlich, daß bei Akmit die Neigung a : c größer ist, als bei Ägirin. Daß auch die äußeren farblosen Schalen um Ägirin nach außen bräunlich wurden, beobachtete Ussing. — Parallele Verwachsungen von Ägirin mit Diopsid sind sehr verbreitet und stets liegt dann der Ägirin peripherisch; solche mit einem rosaroten Pyroxen (?) mit c : c = 6,5°—8° wurde von Rosenbusch (119) in einem Lujaurit von Tjorr-Naj-Ladw im Lujaur Urt, Kola beobachtet. — Weed und Pirsson (120) beobachteten abwechselnde Bänder von Ägirin und Ägirinaugit mit einem farblosen, anscheinend pyroxenartigen Mineral in Pseudoleucit-Tinguait der Bearpaw-Mountains, Montana.

Parallele Verwachsungen von Ägirin und Alkaliamphibolen sind sehr häufig in den Eläolithsyeniten der Halbinsel Kola, von wo sie Ramsay und Hackmann beschrieben. Am Cabo Frio bei Rio de Janeiro beobachtete Fred. Eug. Wright (121), daß sich zwischen einem Diopsidkern und seiner Ägirinhülle, da wo sich sonst Ägirinaugit zu befinden pflegt, eine Schale von bläulichgrünem Alkaliamphibol einschaltete.

Mit den gleichen Eigenschaften wie in den Eruptivgesteinen tritt der Ägirin auch in den kristallinischen Schiefern auf. So in Forellengranulit von Gloggnitz nach Palache (122), in den metamorphen Schiefern auf Polycandros (griechischer Archipel) nach Lacroix (123), zusammen mit Glaukophan, Riebeckit, Diopsid u. a. Aus den Orthoalkaligneisen Portugals beschrieb ihn Brandão (124); er ist hier nach Osann (125) ohne alle Zonarstruktur. In den Gneisen vom Distrikt Congo und Loanda (Angola) fand ihn Pereira de Sousa (179) und in den Alkaligesteinen des Ober-

halbsteins Cornelius (126), ferner in einer Sideritlagerstätte im Gneis des Averser Tals, Graubünden, Wilhelm (194). — Ch. W. Cross (127) beschreibt eine pyroxenische Neubildung neben Quarz und Calcit auf Gängen im Gneis (? Alkaligneis, H. R.), die er nach ihrem optischen Verhalten mit Ägirin identifiziert. In den Eruptivgesteinen ist sekundäre Bildung von Ägirin nicht selten, aber er ist dann wohl stets mit Zeolithen assoziiert.

Urbanit nennt Hj. Sjögren (128) Kristalle aus den Drusen des Eisenglanzes von Långban und Körner aus dem Feldspat und Rhodonit der Grube Glakärn, Kirchspiel Linde in Schweden, die dem Ägirin in allen Beziehungen nahe stehen, obschon sie einen ungewöhnlich hohen Gehalt an MnO, MgO und CaO besitzen. Er gibt für diesen $a : b : c = 1{,}1009 : 1 : 0{,}6058$, $\beta = 72^0\,7'$ und die Formen (100) (010) (110) (10$\bar{1}$) (053) ($\bar{1}$11) (111) (22$\bar{1}$) (221) an. Habitus bedingt durch die Vorherrschaft von ($\bar{1}$11) und (111), wie bei Schefferit. Spaltung gut nach (110), weniger nach (001). — H. = 6. — d = 3,52 bis 3,53. Glasglanz. Braunschwarz bis nußbraun, b = $\mathfrak{b}$, $\mathfrak{c} : \mathfrak{a} = +16^0$ (Långban) und 22^0 (Glakärn) im stumpfen Winkel β. $\mathfrak{a}$ braun, $\mathfrak{b}$ gelbbraun, $\mathfrak{c}$ hellgelb (Långban), $\mathfrak{a}$ bronzefarben, $\mathfrak{b}$ braungelb, $\mathfrak{c}$ schwefelgelb (Glakärn).

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	F	Sa
51,61	—	0,74	27,24	0,54	1,73	2,75	4,90	10,59	0,36	0,90	—	101,36
49,21	0,06	1,27	25,35	0,50	6,71	1,39	5,68	8,95	0,40	1,05	0,20	100,77

Ägirinaugit

umfaßt die an Ägirinmolekül reichen Pyroxene mit wechselnden Mengen Diopsid und Augit und gelegentlich mit kleinen Mengen von $NaAlSi_2O_6$, oft Ti-haltig. In den Vorkommen von Libby, Montana, nach Larsen und Hunt (132) mit bis 4% V_2 in Vertretung von Al. — Das Fe_2O_3 scheint z. T. nur als solches, dilut, vorhanden zu sein, nicht an Alkali gebunden, da es z. B. in den Kristallen vom Katzenbuckel dazu an der hinreichenden Menge Alkalien fehlt, Fe_2O_3 sich auch aus den Kristallen von Fiano nach Zambonini (133) durch warme Salzsäure ausziehen läßt, ohne die Kristallstruktur zu schädigen (vergl. auch Zambonini unten).

Morph. (100) stark herrschend, (010) klein, auch fehlend, (110) schmal. ($\bar{1}$11) klein, selten ($\bar{1}$01). Habitus kurz säulenförmig und stark abgeplattet durch (100). — Selten hypidiomorph, körnig oder kurzstenglig. — Zwillinge nach (100) häufig. Winkel wenig abweichend von Ägirin und Augit.

Koh. Wie bei Ägirin.

Opt. Schwacher Glasglanz. — Dunkelgrün bis grünlich schwarz, durchsichtig mit grünen und gelblichen Farben. — Starke Brechung und Doppelbrechung. Optischer Charakter negativ. Optische Achsen in (010), $\mathfrak{c} : \mathfrak{a} < 35^0$

im spitzen Winkel β (Fig. 105), sinkend bis auf 0^0. An den Vorkommen von Libby fanden Larsen und Hunt (132):

α	β	γ	Δ	c : a	2 V	
1,745	1,770	1,782	−0,037	$1,4^0$	69^0	$\varrho < v$

Dispersion der Mittellinien anscheinend stärker als bei Ägirin. Wie besonders Brögger und Wülfing betonten, gibt es in optischer Hinsicht eine fortlaufende Reihe vom Diopsid und Hedenbergit mit c : c = 38^0—42^0 über den Augit mit c : c = 45—54^0 und den Ägirinaugit mit c : c = 55—85^0 zum Ägirin mit c : c = 94^0. Fig. 105 gibt einen Überblick über diese Verhältnisse. Pleochroismus ägirinähnlich, a grasgrün, b hellgrün, c gelblich bis bräunlich mit Stich ins Grüne.

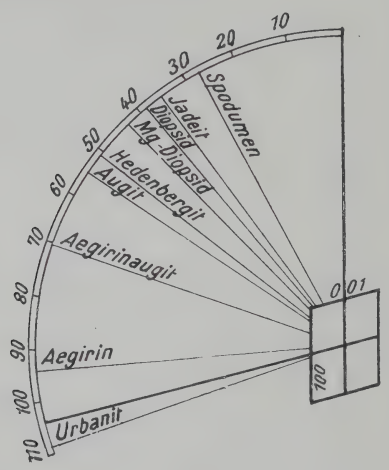


Fig. 105.
Orientierung von c in den Pyroxenen.

Phys.-Chem. Als Ägirinaugit bestimmten Koenigsberger und Müller (140) Kriställchen, die durch Erhitzen von Obsidian mit Wasser bei 420^0 (42 Std.) erhalten waren.

Freudenberg (134) beobachtete, daß graugrüner Ägirinaugit des Shonkinits vom Katzenbuckel in schwefelgelben umgewandelt war, und Lattermann [bei Freudenberg (134)] konnte feststellen, daß dies auf einer Oxydation von 3,22 FeO in Fe_2O_3 beruhte, wobei die übrigen optischen Eigenschaften merklich dieselben geblieben waren. Ein im Dünnschliff goldgelber Akmitaugit wurde auch von Zambonini (133) im Tuff der Campania beobachtet; er steht auch in seinen Winkelwerten zwischen Augit und Ägirin. Er findet sich bemerkenswerterweise auch auf den im Tuff eingeschlossenen fossilen Knochen.

Ussing beobachtete die Umwandlung von Ägirinaugit in Biotit und Zeolithe in norwegischen Eläolithsyeniten.

Vork. Der Ägirinaugit ist als Gemengteil vieler Alkalisyenite, Eläolith- und Leucitsyenite z. T. idiomorph, z. T. hypidiomorph oder er erscheint als mittlere Schale in den Parallelverwachsungen mit diopsidischem Kern und Ägirinhülle. Als äußere Hülle um Titanaugite und basaltische Augite begegnet man ihm in basischen Ausscheidungen dieser Gesteine, besonders gern aber in Essexiten, Tephriten und verwandten Ergußgesteinen. Streng idiomorph pflegt er in Tinguaiten, Phonolithen, Leucitophyren, Leucititen und Nepheliniten aufzutreten. Zonare Struktur ist nicht selten, auch Sanduhrstruktur findet sich öfter in wechselnder Deutlichkeit. — So zeigt er im Melilithgestein von Kuolajärfvi nach Ramsay und Nyholm (180) im Kern $c : c = 44^0$ (im stumpfen Winkel β, wie Augit), in den folgenden Schichten von Ägirinaugit ist $c : c = 54^0$—60^0, in der äußersten Hülle 86^0, mit Pleochroismus:

im Ägirinaugit . . . $\mathfrak{a}$ = sattgrün > $\mathfrak{b}$ hellgrün > $\mathfrak{c}$ grüngelb
im Ägirin . . . . . $\mathfrak{a}$ = tiefgrün > $\mathfrak{b}$ heller grün > $\mathfrak{c}$ gelb.

v. Wolff (135) beschreibt aus pantelleritischer Lava von Major Island (Bay of Plenty, Neuseeland) einen Mg-freien Ägirinaugit, in dem kleine Mengen des Hedenbergitmoleküls $CaFeSi_2O_6$ vorhanden sind, und möchte dieses Vorkommen Ägirinhedenbergit nennen. Derartige Ägirine sind auch von Lacroix (136 und 191) als Kontaktprodukte zwischen Natrongranit und Kalksandstein auf Madagaskar beschrieben; ein solcher im Granit von Ampasibitika mit 17,40 Fe_2O_3 neben 17,80 FeO bildet Pseudomorphosen nach Riebeckit. Durchaus abweichend scheint das Vorkommen der vanadinhaltigen Kristalle von Libby, Montana, die nach Larsen und Hunt (132) gangförmig in Apatit-Pyroxen zusammen mit Quarz, Kalkspat, Mikroklin und Sulfiden auftreten und von vanadinfreiem, diopsidreicherem Ägirin begleitet werden.

Der Fedorowit von C. Viola (137), analysiert von E. H. Kraus (138) aus latinischen Leucitgesteinen steht den Ägirinaugiten nahe. Zus. SiO_2 52,37, Fe_2O_3 + FeO 4,08, Al_2O_3 2,46, CaO 24,51, MgO 14,66, Na_2O 2,05, S^a 100,13. $a : b : c = 1{,}0927 : 1 : 0{,}5489$, $\beta = 74^0$. Formen (100) (010) (110) (001) (011), auch (101) (111) (120). $b = \mathfrak{b}$. — $c : c = 65^0$—75^0 im stumpfen $\measuredangle \beta$. $\alpha = 1{,}680$, $\beta = 1{,}687$, $\gamma = 1{,}709$. $\Delta = -0.029$. — $\mathfrak{c}$ gelb, $\mathfrak{a} = \mathfrak{b}$ olivgrün. Man vergl. die Mitteilungen von F. Zambonini (139).

Jadeit.

Chem. Zus. $NaAlSi_2O_6$ mit kleinen Mengen K_2O, H_2O, Cr_2O_3 und wechselndem Gehalt an MgO, CaO und Eisenoxyden. Ein Mittelglied zum Ägirinaugit bildet ein von Penfield (143) beschriebener Jadeit von S. Marcel in Piemont mit etwa 28,8 MgCa-, 35,7% NaAl-, 32,5% NaFe- und 3% NaMn-Metasilikat, dessen trotz des hohen Fe-Gehaltes helle Farbe durch

die entfärbende Wirkung des Mn bewirkt sein soll. — Eine Zusammenstellung der chemischen Daten bei M. Bauer (142).

Morph. Monoklin, 1,103 : 1 : 0,613, $\beta = 72^0\,44\frac{1}{2}'$, nach Penfield bei M. Bauer (142). Kristallflächen äußerst selten. Derbe kristalline Massen von kurzstengeligem bis körnigem und dichtem oder faserigem bis blättrigem Gefüge. — Nicht selten feine Zwillingslamellen nach (100) [anscheinend durch Druck entstanden; zuweilen auch solche nach (001) nach Bauer (142)].

Koh. Pyroxenartig gute Spaltbarkeit nach (110), unvollkommen nach (100), (vielleicht Gleitfläche), Absonderung quer zur Stengelrichtung verbreitet. Auch Biegung häufig. — Bruch splittrig. Äußerst zähe; in der Festigkeit und im Elastizitätsmodul Stahl erreichend oder übertreffend. Auffallend heller Klang. H. = 6,5—7. — d = 3,3 (Mittel).

Opt. Schwacher Glasglanz, auf Spaltflächen perlmutterartig schimmernd. Apfelgrün, bläulichgrün, lauchgrün, grünlichweiß, weiß, auch grüngefleckt; farblos bis hellgrünlich durchsichtig. — Mittlere Brechung, starke positive Doppelbrechung, $\Delta = +0{,}029$ nach Michel-Lévy und Lacroix (144). Optische Achsen in der Symmetrieebene, b = b; c : $c_{na} = 33^0\,34'$, schwache geneigte Dispersion mit $\varrho < \nu$, $\beta_{na} = 1{,}654$, $2V_{na} = 71^0\,56'$, beides berechnet aus $2H_a = 82^0\,48'$ und $2H_0 = 131^0\,22'$ am Jadeit von Birma nach J. Krenner (145). Die eine optische Achse weicht nur wenige Grade von der Prismenachse ab. Die Auslöschungsschiefe auf (110) beträgt $32^0\,26'$. Merkliche Dispersion der Auslöschung bei Eintritt von Akmitmolekül. An Jadeit mit merklichem Chromgehalt beobachtete M. Bauer (146) starken Pleochroismus in Schnitten nach (010); c hell kanariengelb, a = smaragdgrün, in Schnitten quer zur Längsrichtung dagegen kein merklicher Pleochroismus; auch war die Auslöschungsschiefe c : c auf 42° angewachsen. — In gebogenen Kristallen öfter wellige Auslöschung.

Phys.-Chem. Schmilzt v. d. L. leicht zu farblosem, etwas blasigem Glas unter starker Gelbfärbung der Flamme. Schmelzpunkt nach Doelter (147) 1000—1060°, erstarrt glasig. — Wird von Säuren wenig angegriffen, aber nach dem Schmelzen von Salzsäure unschwer zersetzt.

Mehrfach wurde eine beginnende Umwandlung des J. in faserige (vielleicht uralitische) Hornblende beobachtet. Nach Lacroix (148) scheint bei seiner Uralitisierung in Eklogiten des Loire Inférieure zuweilen Oligoklas-Albit abgeschieden zu sein.

Vork. Außer von petrographischem auch von ethnographischem Interesse. Anstehend kennt man den Jadeit aus der Gegend des Dorfes Tawmaw im Tale des Uru, Ob. Birma, nach Noetling (149), Bleeck (150) und verschiedenen Autoren bei Bishop [vergl. Bauer (142)] in Gesellschaft von Serpentin, Albithornblendegesteinen und Hornblende-(Glaukophan-)schiefern,

sowie von metamorphen Kalken. Es sind nach Max Bauer (146) zweifellos kristalline Schiefer, womit auch ihre ausgesprochene Kataklasstruktur stimmt. Nach Bleeck (150) sind es Kontaktprodukte eines gangförmigen Gesteins. Ferner kommt er vor an den nördlichen Abhängen des Kuenluen in O.-Turkestan am Tunga, einem linken Nebenfluß des Reskam Darja. Von Franchi (151) und Franchi, Novarese und Stella (152) wurde er beobachtet als Gemengteil gewisser Eklogite der Westalpen und des ligurischen Appenin in Begleitung der Glaukophangesteine. Aus Eklogit stammt auch der von Damour analysierte Chromdiopsid ähnliche Pyroxen mit 6,21% Na_2O und 14,25% Al_2O_3 im Loire-Inférieure nach Lacroix (148). E. Cohen (155) wies jadeitähnliche Massen in einem südafrikanischen Eklogit nach. Auch als Muttergestein der Schweizer Jadeite spricht Laura Hezner (181) Eklogite an. Andererseits hat Max Bauer (153) Nephelin als Begleiter von Jadeit aus „Tibet" nachgewiesen. Ktenas (154) beobachtete Jadeit in Gesellschaft von Na-Hornblende auf Syra und Sifnos (Cycladen) als Gemengteil von Epidot-Feldspatgesteinen (Saussuritgabbro mit Albit und Paragonit) und ein eigentümliches Gestein bildend (Jadeitit) zusammen mit Turmalin. — Doht und Hlawatsch (156) fanden bei Gölling ein physikalisch dem Ägirin ähnliches Mineral, aber von sehr schwacher Färbung und Pleochroismus, das nach der Analyse eine Mischung von ungefähr 2 Ägirin + 1 Jadeit + 1 Diopsid ist.

Mikroskopische Beschreibungen der Artefakte von Jadeit gaben H. Fischer (157), Krenner (158), Arzruni (159), Max Bauer (160), F. W. Clarke und Merrill (161), Piolti (162) u. a.

Chloromelanit scheint dem Jadeit verwandt zu sein, indessen mit stärkerer Beimischung der häufigeren Pyroxen-Moleküle. Dichte etwas größer (im Mittel 3,4). Vom Chloromelanit von Mocchie im Susatal berichtet Franchi (163) starke Dispersion $\varrho > v$ und Übergang in Smaragdit. Eskola (164) bestimmte in einem Vorkommen aus dem Eklogit von Vanelvsdalen, Sondmøre, Norw., d = 3,365, $\beta = 1{,}697$, $2V = 82^0\,40'$, ebenfalls mit starker Dispersion $\varrho > v$ bei 5,62% Fe_2O_3. L. Colomba (165) betont, daß nicht alle jadeitischen Pyroxene starke Dispersion haben.

Spodumen.

Chem. Zus. $LiAlSi_2O_6$, mit kleinen Mengen Fe, Ca, Mg, Na, K; bei Hiddenit auch Cr^{III}.

Morph. Monoklin, holoedrisch, 1,1283 : 1 : 0,6235, $\beta = 69^0\,32{,}5$, (vom Rath). (100), (010), (110), (11$\bar{1}$), (22$\bar{1}$), (021) u. a. Formen. Habitus prismatisch und oft taflig nach (100). Zwillinge nach (100). Stenglige Individuen und Aggregate. Derbe, blättrige Massen.

$110 : 1\bar{1}0 = 93^0\,12'$ $\quad 11\bar{1} : 100 = 79^0\,35'$
$021 : 010 = 40^0\,34'$ $\quad \bar{1}11 : 010 = 58^0\,39'$

Ätzfiguren wie bei Diopsid nach Greim (166).

Koh. Spaltbarkeit vollkommen nach (110), spurenweise auch nach (010); oft vorzügliche Teilbarkeit nach (100); indessen im klaren Kunzit nur Spaltung nach (110). Bruch uneben ins Muschlige. H. = 6,5—7. — d = 3,1—3,2, am Kunzit von Pala d = 3,183 nach Kunz (167).

Opt. Glasglanz, auf Spaltflächen perlmutterartig. Farbe grünlich oder graulichweiß, gelblichgrün, apfelgrün bis smaragdgrün (Hiddenit); auch rosa- und amethystfarbig; klare Varietäten z. T. stark lumineszierend (Kunzit). Im Dünnschliff mehr oder weniger farblos. — Optische Achsen in der Symmetrieebene, $c : c = + 23—26^0$ im stumpfen Winkel β. Brechung und positive Doppelbrechung mäßig. Geneigte Dispersion schwach. $\varrho < v$ um c.

	α	β	γ	Δ	2 V	c : c [1])
Brasilien (Michel-Lévy und Lacroix) (168)	1,660	1,666	1,676	+ 0,016	54—60° (rot)	—
N.-Carolina (Des Cloizeaux) (169)	1,651	1,669	1,677	0,026	(für gelb)	—
Tammela (Mäkinen) (170)	—	1,6748	—	—	67° 40′	23° 43′
San Diego (Schaller) (171) (Na)	1,652	—	1,679	0,027	—	25° 24′

Greim (166) fand an brasilianischen Kristallen in Monobromnaphthalin: 2 Ha = 64° 47′ für rotes Glas, 64° 58,5′ für Na, 65° 4,5′ für Cuprammonlösung. — Pleochroismus an Kristallen von San Diego kräftig mit a = amethystfarben, b = blaßrot oder amethystfarben, c farblos; am Hiddenit kräftig in dunkelgrünen Farben nach E. S. Dana (173).

Phys.-Chem. Endell und Rieke (174) schlossen aus der Änderung der Dichte, der Brechung, Doppelbrechung und der beim Erhitzen auftretenden Wärmetönung, daß der Spodumen bei rd. 950° schmelze, der Verflüssigung aber ein fast isotroper Zustand voraufgehe. Ballo und Dittler (175) zeigten dagegen, daß bei 1000°, bei sehr langsamer Erhitzung selbst schon von 750° an, der natürliche β-Spodumen sich umwandele, und zwar unter Vermehrung seines Volumens um rd. 30%. Der so entstandene α-Spodumen schmilzt erst bei 1380° und liefert ein Glas, aus dem bei 1290° eine von β-Spodumen nach Dichte und Brechung etwas verschiedene Modifikation kristallisiert (γ-Spodumen). Diese Angaben sind von Meißner (176) im wesentlichen bestätigt, indessen scheint die Verschiedenheit von β- und γ-Sp. auch danach nicht gesichert. F. M. Jaeger und Simek (177) beobachteten ebenfalls eine starke Volumenzunahme bei 900—1000° und die Bildung einer neuen Modifikation. Sie entsteht bei Benutzung von Schmelzmitteln schon von 600° an und läßt sich nicht in natürlichen Spodumen zurückverwandeln, ist auch in der Natur nicht bekannt. Als Schmelztemperatur der α-Modifikation fanden sie 1418—1428°.

Wird von Säuren nicht angegriffen.

[1]) Genaue Messungen auch der Dispersion der Auslöschung in (010) und (110) stellte Petrow (N. J. B. B. **37**, 484, 1924) an.

York. In pegmatitischen Massen der Granite, Diorite und der Gneise und ihrer Kalkeinlagerungen, auch in Glimmerschiefer; gern zusammen mit Lepidolith, Turmalin, Triphylin, auch wohl Rutil und Epidot. Auch in Albit-Apliten, seltener in normalen Graniten und Gneisen. — Über die Umwandlung des Spodumens oder Triphans von Branchville, Conn., in Albit, Mikroklin, Muscovit und Eukryptit oder Lithiumnephelin handeln G. J. Brush und E. S. Dana (178). — Der Kymatolith, ein fasriges Umwandlungsprodukt des Spodumens, hat die Zusammensetzung des Jadeits.

Literatur.

(1) Ferguson und Merwin, Am. Journ. (4.) **48**, 81, 1919.
(2) Mügge, N. J. 1886 I, 185 und 1889 I, 238.
(3) Strüver, Centralbl. 1900, 43.
(4) Mügge, N. J. 1898 I, 118.
(5) Greim, N. J. 1889 I, 252.
(6) Wülfing, Beitr. z. Kenntn. d. Pyroxenfamilie. Heidelberg 1891.
(7) Thoulet, Ann. Min. **14**, (7), 3, 1878.
(8) Judd, Quart. J. Geol. Soc. **41**, 367, 1885 und Min. Mag. **9**, 192, 1890.
(9) Cushing und Weinschenk, T. M. P. M. **13**, 25, 1892.
(10) Petrow, N. J. B. B. **37**, 467, 1914.
(11) Daly, Proc. Am. Ac. Arts a. Sc. **34**, 311, 1899 und Centralbl. 1900, 127.
(12) Wilh. Ramsay, Z. X. **13**, 130, 1888.
(13) Bertin, Z. X. **3**, 452, 1879.
(14) Kalkowsky, Z. X. **9**, 497, 1884.
(15) Flink, Z. X. **11**, 485, 1886.
(16) Michel-Lévy und Lacroix, Min. des roches, 1888, 264.
(17) Tschermak, T. M. M. 1871, 17.
(18) Brenner bei Laitakari, Bull. Comm. Géol. Finl. **54**, 1920.
(19) Melczer bei J. E. Wolff, Proc. Am. Ac. Arts a. Sc. **36**, No. 7, 115, 1900.
(20) G. Nordenskjöld nach Z. X. **20**, 385, 1892.
(21) Michel-Lévy, Ann. Min. **12**, 392, 1877.
(22) Tschermak, S. W. A. **59**, Mai 1869.
(23) J. Wiik, Finska Nat. Soc. Förh. **24**, 1882 und **25**, 1883.
(24) Becke, T. M. P. M. **7**, 98, 1885.
(25) Molengraaff, N. J. B. B. **9**, 289, 1894.
(26) Ites, Dissert. Göttingen 1903, 66.
(27) Day und Sosman, Zeitschr. f. anorg. Chem. **72**, 1, 1911.
(28) Boeke-Eitel, Grundl. d. phys.-chem. Petr. 1923, p. 24.
(29) Lacroix, Bull. serv. Carte géol. France **71**, 1900.
(30) Schumacher, Z. D. G. G. **30**, 498, 1878.
(31) Kalkowsky, T. M. M. 1875, 45.
(32) Becke, T. M. P. M. 4, 297, 375 et passim, 1882.
(33) Lovisato nach N. J. 1897 I, - 449 -.
(34) J. E. Wolff, Proc. Am. Ac. Arts a. Sc. **36**, No. 7, 115, 1900.
(35) Sioma nach N. J. 1901 II, - 189 -.
(36) J. Uhlig, N. J. B. B. **39**. 446, 1914.
(37) Fermor nach Z. X. **50**, 272, 1912.

(38) Penfield, Am. Journ. **46**, 294, 1893.
(39) Osann, N. J. 1884 I, 45.
(40) Teall, Quart. J. Geol. Soc. 1884, 640.
(41) A. Merian, N. J. B. B. **3**, 252, 1884.
(42) Hallimond, Min. Mag. **17**, 97, 1914.
(43) Wahl, Rosenbusch-Festschr. 1906, 402.
(44) Hovey, T. M. P. M. **13**, 213, 1893.
(45) Osann, Centralbl. 1907, 705.
(46) Quensel, Bull. geol. Inst. Univ. Upsala **11**, 76, 1911.
(47) Bäckström, Mém. Ac. Sc. Pétersbourg (8) **21**, No. 6. 1910.
(48) E. Cohen, N. J. B. B. **5**, 235, 1887.
(49) Solger, Z. D. G. G. **53**, 253, 1901.
(50) Ebelmen, Ann. Chim. Phys. **33**, 58, 1851.
(51) Fouqué und Michel-Lévy, Synthèse d. min. et d. roches. Paris 1882, 107.
(52) Allen, Wright und Clement, Am. Journ. **22**, 385, 1906.
(53) O. Andersen, N. J. B. B. **40**, 701, 1916.
(54) Allen und White, Am. Journ. **27**, 39, 1909.
(55) Bowen, Zeitschr. f. anorg. Chem. **90**, 1, 1914.
(56) Des Cloizeaux, Man. de Min. Paris 1862, 55.
(57) Dufet, Bull. Soc. Min. Fr. **10**, 221, 1887.
(58) Alex. Schmidt, Z. X. **21**, 11, 1892.
(59) Zimanyi, Z. X. **22**, 342, 1894.
(60) Ries, Ann. New-York Ac. Sc. **9**, 124, 1896.
(61) Weinschenk, T. M. P. M. **22**, 363, 1903.
(62) G. Rose, Z. D. G. G. **19**, 220, 294, 1867.
(63) Mügge, N. J. B. B. **16**, 409 u. 420, 1903.
(64) Joh. Lehmann, Über d. Entst. d. altkrist. Schiefergest. Bonn 1884, 190.
(65) G. H. Williams, Am. Journ. **28**, 1884, Oktober.
(66) Hatch, T. M. P. M. **7**, 75, 1885.
(67) Michael, N. J. 1888 I, 44.
(68) Pelikan, Lotos, 1899, No. 8.
(69) Weinschenk, Z. X. **26**, 449, 1896 und Abhdl. Bayer. Akad. d. W. **18**, 23, 1894.
(70) R. Brauns, N. J. B. B. **18**, 327, 1904.
(71) J. H. L. Vogt, Bihang Vet. Ak. Handl. Stockholm. **9**, No. 1, 1884 und Arch. for Math. og Naturvid. Kristiania 1890.
(72) Daubrée, C. R. **45**, 792, 1856.
(73) Wahl, T. M. P. M. **26**, 1907.
(74) Boeke, Z. X. **53**, 445, 1914 und Centralbl. 1915, 422.
(75) Warren und Allen, Am. Journ. **43**, 75, 1917.
(76) Streng, N. J. 1888 II, 192.
(77) Wilh. Ramsay, Fennia, **3**, No. 7, 40, Helsingfors.
(78) V. M. Goldschmidt, Videnskabselsk. Skrift. I, No. 9, 1911, p. 9.
(79) de Lorenzo, Rend. Acc. sc. fis. mat. Napoli 1895, Fasc. 7.
(80) E. S. Dana, Am. Journ. **37**, 441, 1889.
(81) Kikuchi, Journ. Coll. Sc. Imp. University, Tokio, **3**, 82.
(82) Knop, Z. X. **10**, 58, 1885.
(83) Pirsson, Am. Journ. **170**, 35, 1905.
(84) Joh. Petersen, Jahrb. Hamburg. wiss. Anst. **8**, 2, 1891.
(85) Wülfing, T. M. P. M. **15**, 29, 1896.

(86) Lord, Die Basalte des Fichtelgebirges, Heidelberg 1894.
(87) Becke, T. M. P. M. **18**, 533, 1899.
(88) Beger, Leipziger Ber. **65**, 352, 1913.
(89) Washington, Carnegie Inst. Publ. No. **8**. 134, 1906.
(90) van Werveke, N. J. 1879, 482 u. 822.
(91) Blumrich, T. M. P. M. **13**, 239, 1893.
(92) Becke, Lotos, **14**, 1894.
(93) Sigmund, T. M. P. M. **15**, 375, 1896; **16**, 341, 353, 1897.
(94) Graber, T. M. P. M. **15**, 295, 1896.
(95) V. M. Goldschmidt, Videnskabselsk. Skrift. I, 1911, No. 9.
(96) Al. Scott, Min. Mag. **17**, 100, 1914.
(97) Michel, T. M. P. M. **32**, 354, 1914.
(98) Hunter und Rosenbusch, T. M. P. M. **11**, 445, 1890.
(99) Streng, N. J. 1888 II, 196.
(100) Milch, Centralbl. 1903, 505.
(101) Knop, N. J. 1877, 699.
(102) Kispatič, T. M. P. M. 4, 122, 1881.
(103) Pelikan, Lotos 1899, No. 8.
(104) Rosenbusch, Mitt. Bad. geol. Land. **4**, 5, 1901.
(105) Herm. Rose und Mügge, Centralbl. 1921, 97.
(106) V. M. Goldschmidt, Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet, 1911, 338.
(107) Tokody, nach Z. X. **57**, 378, 1923 und v. Zepharovich, Min. Lex. f. Österr.
(108) Hyland, T. M. P. M. **10**, 216, 1888.
(109) Brögger, Z. X. **16**, 295—338 und 655—658, 1890.
(110) Ussing, Meddelelser om Grönland Heft **14**, 1894.
(111) Morozewicz, T. M. P. M. **21**, 241, 1902.
(112) Flink, Z. X. **23**, 363, 1894.
(113) Kayserling, T. M. P. M. **22**, 121, 1903.
(114) Becke, T. M. P. M. **1**, 584, 1878.
(115) Törnebohm, Geol. För. Förh. **6**, 383, 1883.
(116) Pacheco, Bull. Soc. Min. Fr. **10**, 311, 1887.
(117) Lacroix, C. R. **110**, 1152, 1890 und Bull. Soc. géol. Fr. **18**, 511, 1890.
(118) Flink, Meddelelser om Grönland **24**, 1, 1899.
(119) Rosenbusch, Mikr. Phys. II, 198 Anmerkg.* 1907.
(120) Weed und Pirsson, Am. Journ. (4), **2**, 190, 1896.
(121) Wright, T. M. P. M. **20**, 249, 1901.
(122) Palache, N. J. 1895 I, 101.
(123) Lacroix, C. R. **124**, 628, 1897.
(124) Brandão, Centralbl. 1902, 52.
(125) Osann, N. J. 1907 II, 117.
(126) Cornelius, Centralbl. 1922, 449.
(127) Ch. W. Cross, Am. Journ. **39**, 365, 1890.
(128) Hj. Sjögren, Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala **2**, 39, 1894.
(129) Bäckström, Bull. Soc. Min. Fr. **16**, 131, 1893.
(130) Weyberg, Centralbl. 1905, 717.
(131) Lacroix, Min. de la France **4**, 773, 1910.
(132) Larsen und Hunt, Am. Journ. **36**, 289, 1913.

(133) Zambonini, nach N. J. 1922 II, - 134 -.
(134) Freudenberg, Mitt. bad. geol. Land. **5**, 264, 1906.
(135) v. Wolff, Centralbl. 1904, 208.
(136) Lacroix, C. R. **160**, 724, 1916 und **163**, 171 u. 726, 1917.
(137) Viola, N. J. 1899 I, 121.
(138) Krauß, Z. X. **33**, 36, 1900.
(139) Zambonini, Z. X. **33**, 53, 1900.
(140) Koenigsberger und Müller, Centralbl. 1906, 358.
(141) Niggli, Zeitschr. f. anorg. Chem. **84**, 31, 1914.
(142) M. Bauer in Doelter's Handbuch der Mineralchemie II, **1**, 649—683, 1914.
(143) Penfield, Am. Journ. **46**, 292, 1893.
(144) Michel-Lévy und Lacroix, Min. des roches. Paris 1888, 266.
(145) Krenner, nach N. J. 1900 I, - 341 -.
(146) Max Bauer, Centralbl. 1906, 106.
(147) Doelter, Handb. d. Mineralchemie II, **1**, 690, 1914.
(148) Lacroix, Bull. Soc. sc. nat. de l'Ouest de la France I, 81, 1891.
(149) Noetling, N. J. 1896 I, 1.
(150) Bleeck, Zeitschr. prakt. Geol. **15**. 341, 1907.
(151) Franchi, Boll. Com. geol. Ital. **31**. 119, 1900.
(152) Franchi, Novarese und Stella, Boll. Com. geol. Ital. **22**, 130, 1903.
(153) Max Bauer, N. J. 1897 I, 258.
(154) Ktenas, T. M. P. M. **26**, 282, 1907 und C. R. **147**, 254, 1908.
(155) E. Cohen, N. J. 1879, 864.
(156) Doht und Hlawatsch, Verhandl. Geol. Reichsanst. 1913, 86.
(157) H. Fischer, Z. X. **4**, 371, 1880.
(158) Krenner, N. J. 1883 II, 173.
(159) Arzruni, Zeitschr. f. Ethnologie 1883, 184.
(160) Max Bauer, N. J. 1896 I, 18 u. 85; 1897 I, 258.
(161) F. W. Clarke und Merrill, Proceed. U.S. Nat. Mus. **11**, 115, 1886.
(162) Piolti, Atti R. Acc. Torino **34**, 442, 1899.
(163) Franchi, Boll. R. Com. geol. Roma **31**, 119, 1900.
(164) Eskola, Videnskabselsk. Skrift. I, No. 8, 31, 1921.
(165) Colomba, Riv. Min. e crist. Ital. Padova **28**, 1902.
(166) Greim, N. J. 1889 I, 253.
(167) Kunz, Am. Journ. (4) **16**, 264, 1903.
(168) Michel-Lévy und Lacroix, Min. des roches 1888, p. 266.
(169) Des Cloizeaux bei Hidden, Am. Journ. **32**, 204, 1886.
(170) Mäkinen, Bull. Comm. géol. Finlande **35**, 78, 1913.
(171) Schaller, Univ. California, Bull. Dep. Geol. **3**, 265, 1903.
(172) Gürich, Z. D. G. G. **39**, 96, 1887.
(173) E. S. Dana, Am. Journ. **22**, 182, 1881.
(174) Endell und Rieke, Zeitschr. f. anorg. Chem. **74**, 33, 1912.
(175) Ballo und Dittler, Zeitschr. f. anorg. Chem. **76**, 48, 1912.
(176) Meißner, Zeitschr. f. anorg. Chem. **110**, 187, 1920.
(177) F. M. Jaeger und Simek, Verslagen Kon. Ak. v. Wet. Amsterdam **23**, 119, 1914.
(178) Brush und E. S. Dana, Am. Journ. **20**, 257, 1880.
(179) Pereira de Sousa, C. R. **173**, 277, 1922.
(180) Wilh. Ramsay und Nyholm, N. J. B. B. **10**, 446, 1896.
(181) Laura Hezner, N. J. B. B. **20**, 133, 1905.

(182) v. Zepharovich und Vrba, N. J. 1871, 59.
(183) Washington und Merwin, Am. Journ. **3**, 117, 1922.
(184) v. Eckermann, Geol. För. Förh. **44**, 355, 1922.
(185) v. Eckermann, Geol. För. Förh. 1923, 476.
(186) Washington und Merwin, Am. Journ. **3**, 117, 1922.
(187) Warren, Allen und Conner, Am. Journ. **43**, 75, 1917.
(188) R. Großmann, Leipziger Dissert. 1917, p. 14.
(189) Emmons und Calkins, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. **78**, 127, 1913.
(190) Brögger, Videnskapselsk. Skrifter. I, 1920, No. 9, p. 194.
(191) Lacroix, Minéralogie de Madagascar I, 515, 1922.
(192) Bowen, Am. Journ. (5) **3**, 1, 1922.
(193) Washington, Journ. of Geology, **30**, 571, 1922.
(194) Wilhelm nach N. J. 1925 I, 373.
(195) J. H. L. Vogt, Vidensk. Skrift I, 1924, No. 15, p. 49.
(196) Larsen und Hunt, Am. Journ. **36**, 293, 1913.
(197) Hackman, Bull. Comm. géol. Finlde. **72**, 18, 1925.

Låvenit.

Chem. Zus. $(SiO_3)_2$(Mn, Ca, Fe) (ZrO . F)Na nach P. Groth. Eine Analyse von Cleve (15) gibt: Unlöslicher Zirkon 3,08, SiO_2 29,17, TiO_2 2,00,

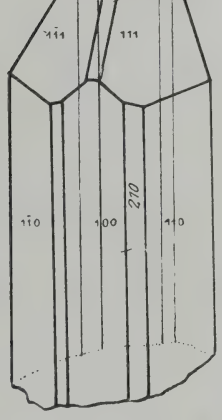


Fig. 106.

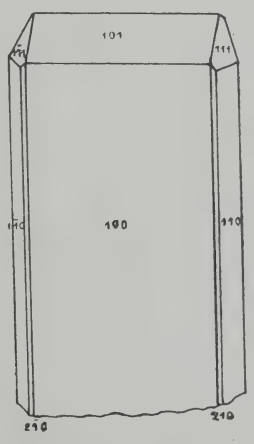


Fig. 107.

ZrO_2 28,90, (Ta, Nb)$_2O_5$ 4,13, Fe_2O_3 0,78, FeO 3,02, MnO 7,30, CaO 6,93, Na_2O 11,23, H_2O 0,65, F 3,82, Sa. 101,01, ab für O 1,60, Sa. 99,41.

Morph. Monoklin, 1,0964 : 1 : 0,7152, $\beta = 69^0\,42'$ nach W. C. Brögger (1). (100), (110), (210), (111), (101), (011), auch (310), selten (010). Habitus schlank säulenförmig (Fig. 106), seltener tafelförmig nach (100) (Fig. 107). — Zwillinge nach (100) nicht selten, bisweilen in lamellarer

Wiederholung. — Rundliche bis eiförmige Körner. Länge wenige Millimeter selten überschreitend, gern auf mikroskopische Dimensionen herabsinkend.

$100 : 110 = 45^0\,48'$	$111 : 110 = 39^0\,29',5$
$210 : 100 = 27^0\,12',5$	$011 : 0\bar{1}1 = 67^0\,42'$
$111 : 1\bar{1}1 = 52^0\,9',5$	$100 : 101 = 43^0\,11',5.$

Koh. Spaltung nach (100) auch im Schliff erkennbar. Sie wird nach Lacroix (2) infolge vielfacher Zwillingsbildung nach (100) zuweilen von glimmerähnlicher Vollkommenheit; auch zeigt sich zuweilen Spaltung nach (010). Unregelmäßige Sprünge häufig. — H. = 6. — d = 3,51—3,55.

Opt. Hoher Glasglanz. Farbe honiggelb, hellgelb bis fast farblos oder dunkelbraun bis schwarzbraun, dann reicher an Mn, ärmer an Ca und Na. Im durchfallenden Licht rötlichgelb bis fast farblos. — Brechung und negative

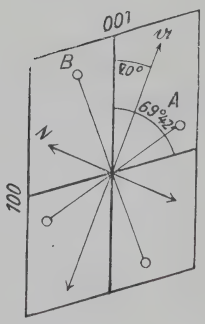


Fig. 108.

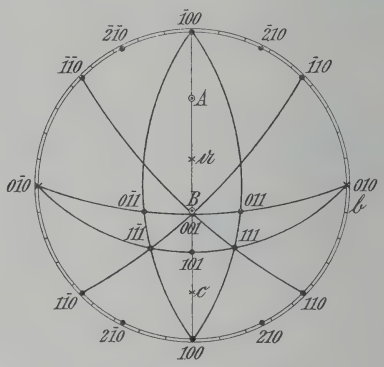


Fig. 109.

Doppelbrechung hoch. Dispersion nicht sicher bestimmbar. Optische Achsen in der Symmetrieebene, $c : a = -19^0\,25'$ bei den hellen, $20^0\,18'$ bei den dunklen Kristallen im spitzen Winkel β (Fig. 108 u. 109). Spaltblättchen nach (100) zeigen den Austritt einer Achse mit mehreren Ringen. Nach Brögger (1) im Na-Lichte:

$2H_a = 90^0\,16'$, $2H_0 = 116^0\,7'$ mit $n_h = 1,4118$. Daraus $2V_{na} = 79^0\,46'$, $\beta_{na} = 1,750$.

Relief epidotartig, Doppelbrechung stärker als bei Olivin, A. Michel-Lévy und Lacroix (3) geben $\Delta = -0,03$. — Pleochroismus kräftig mit a hellweingelb, b gelblich mit deutlichem Stich ins Grünliche, c tieforangerot bis braungelb oder rotbraun in den dunklen, schwach bis kaum erkennbar in den lichtgefärbten Individuen. Absorption $c > b > a$.

Phys.-Chem. Schmilzt v. d. L. unschwer zu brauner Schlacke; Schmelztemperatur unbekannt. — Von HCl im Schliff selbst beim Erwärmen nicht merklich angegriffen, in feinem Pulver aber nach Cleve (15) vollkommen zersetzt.

Umwandlung. Der gesteinsbildende Låvenit zeigt im allgemeinen keinerlei Verwitterungs- oder Umwandlungserscheinungen. W. C. Brögger beschreibt solche indessen ausführlich an den Kristallen von Låven, wodurch sie ein dem Mosandrit ähnliches Aussehen gewinnen und zuletzt aus einem Aggregat von violblauem Flußspat, Zirkonkriställchen, Eisenerzen, Prismen eines gelben, stark licht- und doppelbrechenden unbekannten Minerals und tiefbraunen Körnchen und Stengelchen einer fast isotropen Substanz bestehen.

Vork. Der Låvenit wurde von W. C. Brögger und H. Reusch in zentimetergroßen Kristallen in den Alkalisyenitpegmatiten von Låven im Langesund entdeckt. Brögger stellte seine Eigenschaften fest. Fr. Graeff (4) beschrieb ihn dann aus Eläolithsyeniten der Gegend von Rio de Janeiro, Gürich (5) in solchen von den Los-Inseln und von Tumbo in Westafrika, A. Osann (6) bestimmte ihn in den Sanidiniten von S. Miguel, Azoren, und (12) in Nephelinsyeniten des Paisanopasses (Texas), J. Machado (7) fand ihn zusammen mit einem ähnlichen, aber nicht pleochroitischen Mineral akzessorisch in Nephelinsyenit von Pocos de Caldas (Brasilien), H. J. Jensen (8) in Alkaligesteinen Ostaustraliens zusammen mit Wöhlerit, Eudialyt, Pseudobrookit u. a., Lacroix (9) in Nephelinsyeniten von Pouzac. In scharfen, z. T. aber auch stark resorbierten Kristallen nach v. Kraatz-Koschlau und Hackman (10) mit Einschlüssen von Titanit in Nephelinsyenit der Serra de Monchique, und zwar namentlich in der Nähe des Kontaktes. Nach Lacroix (2) ist er in dem Nephelinsyenit der Los-Inseln fast ebenso reichlich wie der Ägirin. Im allgemeinen aber ist er ein nur spärlicher, wenn auch weit verbreiteter Übergemengteil der foyaitischen Tiefengesteine und wird hier sehr konstant von violblauem Flußspat, Mosandrit oder Rinkit und Rosenbuschit begleitet. Noch spärlicher, aber gleichfalls weit verbreitet, ist er in den Tinguaiten, Alkalitrachyten und Phonolithen; so nach Lacroix (11) in vielen Nephelinphonolithen des Velay in kleinen, aber sehr zahlreichen Kristallen, und in solchen des Haute Loire [Lacroix (13)], ferner im Sodalithtrachyt und Phonolith von Ischia und im Akmittrachyt von S. Miguel. — V. Hackman (14) fand im Eläolithsyenit des Umptek ein orangefarbenes Mineral mit den Eigenschaften des Låvenits, aber mit anderer Absorption $a > b > c$ und erinnert daran, daß Gürich für den Låvenit der Los-Inseln gleichfalls a rotgelb, b hellweingelb, c fast farblos angibt. Lacroix (2) bezeichnete ein dem Låvenit optisch ähnliches, aber nicht damit identisches Mineral im Nephelinsyenit der Los-Inseln als Pseudolåvenit.

Literatur.

(1) Brögger, Geol. För. Förh. **7**, 598, 1885; **9**, 252, 1887; Z. X. **10**, 503, 1885; **16**, 339, 1890.

(2) Lacroix, Nouv. Arch. d. Muséum (5) **3**, 1911.

(3) Michel-Lévy und Lacroix, Min. des roches 1888, 235.
(4) Graeff, N. J. 1887 I, 201; 1887 II, 246.
(5) Gürich, Z. D. G. G. **39**, 101, 1887.
(6) Osann, N. J. 1888 I, 124.
(7) Machado, T. M. P. M. **9**, 318, 1888.
(8) H. J. Jensen, Proc. Linn. Soc. N. S. Wales, **33**, 589, 1908.
(9) Lacroix, Bull. soc. géol. de la France (3) **18**, 514, 1890.
(10) v. Kraatz-Koschlau und Hackman, T. M. P. M. **16**, 241, 1896.
(11) Lacroix, Minéralogie de la France I, 627, 1893/95.
(12) Osann, 4. Ann. Rep. Geol. Surv. Texas 129, 1892.
(13) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **14**, 15, 1891 und C. R. **164**, 369, 1917.
(14) Hackman, Petr. Beschreibung d. Nephelinsyenits von Umptek etc. Kuopio 1894, 23.
(15) Cleve, Geol. För. Stockholm Förh. **7**, 598, 1885; **9**, 252, 1887.

Wöhlerit.

Chem.: $Si_{10}Zr_3Nb_2O_{42}Fe_3Ca_{10}Na_5$ nach P. Groth. — P. T. Cleve (1) fand SiO_2 30,12, TiO_2 0,42, ZrO_2 16,11, Nb_2O_5 12,85, Ceritoxyde 0,66,

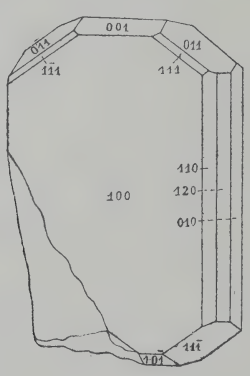


Fig. 110.

Fe_2O_3 0,48, FeO 1,26, MnO 1,00, MgO 0,12, CaO 26,95, Na_2O 7,50, H_2O 0,74, F 2,98; Sa. 101,19, nach Abzug der dem F äquivalenten Menge 1,24 O ist S^a 99,95. v. Hevesy und Jantzen (7) wiesen im Vorkommen von Langesund 0,7% HfO_2 nach.

Morph. Monoklin, 1,0536 : 1 : 0,7088, $\beta = 71^0\,3'$. Morton. (100), (010), (110), (120) u. a. Prismen, (001), ($\bar{1}01$), (011), ($\bar{1}11$), (111) u. a. Formen. Habitus dicktafelförmig nach (100), Fig. 110. — Fast durchweg Zwillinge nach (100), oft in polysynthetisch-lamellarer Ausbildung. Vollkommene Kristalle selten. Zerbrechungen häufig. Dimensionen sehr wechselnd, aber nur selten mikroskopisch.

$110 : 1\bar{1}0 = 89^0\,48'$	$100 : 120 = 63^0\,21'$	$\bar{1}11 : \bar{1}00 = 73^0\,17'$
$\bar{1}00 : \bar{1}01 = 69^0\,48'$	$011 : \bar{1}11 = 32^0\,28'$	$\bar{1}11 : 010 = 56^0\,22'$
$001 : 011 = 33^0\,15'$	$111 : 100 = 49^0\,58'$	$\bar{1}11 : \bar{1}10 = 53^0\,31'$.

Koh. Unvollkommen nach (010) spaltbar; oft unregelmäßig zerklüftet. Bruch splittrig bis kleinmuschlig. Sehr spröde. — H. = 5—6. — d = 3,41 bis 3,442.

Opt. Lebhafter Glasglanz auf glatten Kristallflächen, im Bruch harzig. — Farbe honiggelb, wachsgelb, schwefelgelb, weingelb, selten bräunlichgelb oder nahezu farblos; im durchfallenden Lichte hellweingelb bis fast farblos. — Brechung und negative Doppelbrechung kräftig. — $\alpha = 1{,}700$, $\beta = 1{,}716$, $\gamma = 1{,}726$, $\Delta = -0{,}026$ Michel-Lévy und Lacroix (6). Ebene der optischen Achsen normalsymmetrisch, b = c. Die spitze Bisektrix im spitzen Winkel β mit $c : a = -43^0\,15'$ nach W. C. Brögger (1), 45^0 nach Des Cloizeaux (2). — Dispersion schwach $\varrho < v$, deutlich horizontal um a gekreuzt um c. Das Schema gibt Fig. 111 u. 112. — 2V schwankend.

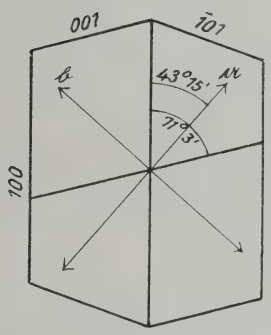


Fig. 111.

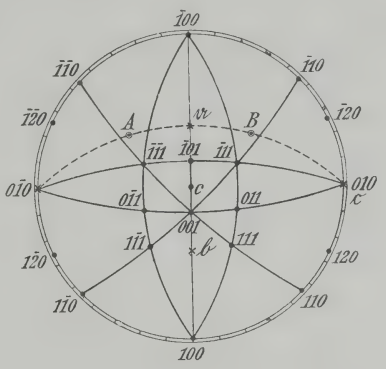


Fig. 112.

Brögger fand:

$$2V = 78^0\,18'\ \text{Li},\ 78^0\,37'\ \text{Na},\ 78^0\,49'\ \text{Tl},$$

Des Cloizeaux (2) an mehreren Kristallen z. T. etwas größere, z. T. etwas kleinere Werte.

Pleochroismus schwach, in dünnen Schliffen, kaum wahrnehmbar:

c weingelb > b = a hellgelb, fast farblos.

Das Fehlen der Zwillingslamellen in den am meisten pleochroitischen breiteren Schnitten nach (100), die große Auslöschungsschiefe in Schnitten nach (010) und der große Unterschied der Doppelbrechung in beiden Hälften eines Zwillings, wenn die eine senkrecht zu a, die andere senkrecht zu b getroffen ist, sind für W. besonders charakteristisch.

Phys.-Chem. V. d. L. ziemlich schwer zu gelblichem Glase schmelzbar; Schmelztemperatur unbekannt. — Konzentrierte Salzsäure zersetzt den W. bei Erwärmung leicht.

Vork. Der Wöhlerit ist bisher mit Sicherheit nur von wenigen Stellen bekannt geworden, überall in Alkaligesteinen. Zuerst von den Langesund-Inseln in Südnorwegen durch Brögger (1), dann durch Lacroix (3) aus den nephelinsyenitischen Einschlüssen des Phonoliths von Pertuis (Hte. Loire) und (4) aus dem Nephelinsyenit der Los-Inseln, hier in pegmatitischen Abänderungen zusammen mit Pseudolåvenit. Ein weiteres, von Pirsson und Washington (5) untersuchtes Vorkommen ist das aus dem Foyait von Red Hill, N. Hampshire; er erscheint auch dort namentlich in einer gröber körnigen Varietät, die durch die Verzahnung ihrer Hornblenden, Albite und Orthoklase ausgezeichnet und wahrscheinlich unter Mitwirkung von Mineralisatoren entstanden ist. Er liegt dort, wie sonst wohl der Apatit, in oder in der Nähe der eisenreichen Gemengteile, ist jünger als Apatit und Zirkon, älter als die Bisilikate.

Literatur.

(1) Cleve bei Brögger, Z. X. **16**, 360, 1890.
(2) Des Cloizeaux, Ann. Chim. Phys. **13**, 421, 1868.
(3) Lacroix, Minéralogie de la France I, 628, 1893/95.
(4) Lacroix, Nouv. Arch. du Muséum (5) **3**, 1911.
(5) Pirsson und Washington, Am. Journ. **23**, 270, 1907.
(6) Michel-Lévy und Lacroix, Min. des roches 1888, 294.
(7) v. Hevesy und Jantzen, Zeitschr. f. anorg. Chem. **133**, 113, 1924.

Monokline Amphibole.

Die Familie der monoklinen Amphibole hat unter den farbigen gesteinsbildenden Mineralen neben den monoklinen Pyroxenen und den dunklen Glimmern die größte Verbreitung und Bedeutung. Ihnen gegenüber charakteristisch und zugleich genetisch wichtig ist, daß sie fast stets geringe Mengen auch von Wasser oder anderen flüchtigen Stoffen enthalten, da dies auf Entstehung bei niederen Temperaturen oder höheren Drucken hinweist. Es ist bisher nicht gelungen, ihre Konstitution aufzuklären und noch erheblich weniger weiß man über den Zusammenhang zwischen den chemischen und physikalischen Eigenschaften. In die folgende Übersicht sind von den sehr zahlreichen Arten und Abarten nur die von petrographischer Bedeutung aufgenommen. — Man teilt die Amphibole, ähnlich wie die Pyroxene, nach ihrer chemischen Zusammensetzung in 3 Gruppen:

1. Die Sesquioxydfreien bis -armen oder die Strahlsteingruppe mit den Hauptarten: Tremolit, Aktinolith, Grünerit.

2. Die Sesquioxydreichen oder Hornblendegruppe mit den Hauptarten: gemeine Hornblende, Pargasit und basaltische Hornblende.

3. Die Alkaliamphibole mit den Hauptarten: Glaukophan, Arfvedsonit, Riebeckit u. a.

Diese 3 Gruppen sind durch Zwischenglieder und Übergänge auf das innigste miteinander verbunden und physikalisch sämtlich durch die vollkommene Spaltbarkeit nach einem Prisma von etwa 124° 30′ charakterisiert. Alle sind holoedrisch nach den Ätzfiguren und werden nach dem Vorgange von Tschermak so aufgestellt, daß die Spaltform (110) wird und die nach einem Orthodoma etwa vorhandene Zwillingslamellierung und Absonderung nach (001) erfolgt.

Viele Amphibole erscheinen in filzig-fasrigen Varietäten und werden dann Asbest, Amianth, Krokydolith usw. genannt; andere Strukturvarietäten sind Nephrit und Smaragdit.

Eine umfangreiche statistische Untersuchung über die Zusammensetzung der Amphibole mit einer Zusammenstellung zahlreicher kritisch ausgewählter Analysen veröffentlichte Eitel (1). Diese ergab, daß die Mischungstheorie Tschermaks im wesentlichen den Tatsachen gerecht wird, daß aber zugleich eine Mischbarkeit der Tschermak'schen Moleküle mit Wasser angenommen werden muß.

I. Die Strahlsteingruppe.

Chem. Zus. $CaMg_3Si_4O_{12}$, Tremolit oder Grammatit.
$Ca(Mg,Fe)_3Si_4O_{12}$, Aktinolith oder Strahlstein.
$Mg_4Si_4O_{12}$, Cummingtonit.
$Fe_4Si_4O_{12}$, Grünerit.

Kleine Mengen von Mn vertreten Fe. — Geringer Gehalt an Al_2O_3 und Fe_2O_3, sowie an Alkalien, wird durch Beimischung von Hornblendemolekülen erklärt. Außerdem sind meist vorhanden kleine Mengen von Ti (bis 1% TiO_2) und fast stets etwas (bis 2%) F und meist 1—2% H_2O. Nach den neuen Analysen von Penfield und Stanley (2) ist $SiO_2 + TiO_2$: RO (inkl. H_2O und F) fast 1 : 1; dabei ersetzen Fe + Mn + Mg ungefähr 65% des Wasserstoffes der Metakieselsäure, Ca + K_2 + Na_2 etwa 25%. Für die tonerdehaltigen Glieder dieser Reihe wird von P. und St. die Beimengung zweiwertiger, an die Stelle der $R^{II}O$ tretender Radikale von Al, O, OH und F angenommen. Das Wasser wird beim Erhitzen stetig (ohne Bildung einer neuen Phase) abgegeben und kann (unter hinreichendem Druck) auch wieder aufgenommen werden.

Morph. Monoklin, holoedrisch; 0,5408 : 1 : 0,2937, $\beta = 73° 58'$ (Tschermak). (110), (010), (100), letzteres zuweilen herrschend neben (110), ohne

(010); (011), (031), ($\bar{1}01$); selten (001), ($\bar{2}11$), ($\bar{1}21$), Fig. 113—115. Prismen ohne Endflächen, Stengel, Fasern, Blätter, Körner ohne gesetzmäßige Begrenzung und Aggregate solcher. — Zwillinge nach (100), gelegentlich mit Einschaltung einer oder mehrerer schmaler Zwillingslamellen zwischen den beiden Hauptindividuen (Taf. XVI, Fig. 5). In manchen Fällen auch polysynthetische Wiederholung in dünnen Lamellen durch das ganze Individuum. — Sehr fein lamellare polysynthetische Zwillingsbildung nach (001) ist vermutlich, wie bei Diopsid, eine Folge von Pressung.

$110 : 1\bar{1}0 = 55^0\,49'$	$\bar{1}10 : \bar{1}01 = 76^0\,48{,}5'$
$011 : 0\bar{1}1 = 31^0\,32'$	$031 : 0\bar{3}1 = 80^0\,32'$
$001 : \bar{1}01 = 31^0\,0'$	$\bar{2}11 : 2\bar{1}1 = 25^0\,34'$.

Nach v. Kraatz-Koschlau (3) sind die Spaltwinkel deutlich verschieden von denen der folgenden Gruppen, nämlich bei Aktinolith $55^0\,10'$—$25'$, gemeine grüne Hornblende $55^0\,25'$—$35'$, braune basaltische Hornblende $55^0\,40'$—$50'$.

Koh. Vollkommene Spaltung nach dem Prisma (110) in scharfen und langanhaltenden, nicht oder nur spärlich anastomosierenden Rissen, deren Winkel J. Thoulet (4) für die in den Hauptzonen liegenden Schnitte berechnet hat (Bd. I, **1**, Taf. V, Fig. 6). In sehr dünnen Schliffen oft noch spärliche, einer

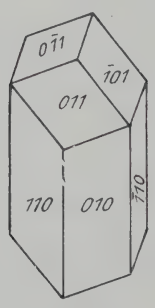


Fig. 113.

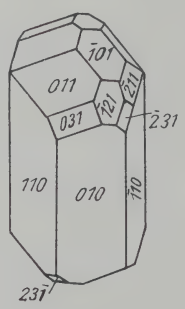


Fig. 114.

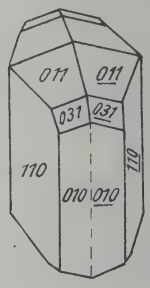


Fig. 115.

Spaltung nach (010) entsprechende Risse. — Bisweilen sehr gute Teilbarkeit nach (001), insbesondere dann, wenn zugleich Zwillingslamellierung nach dieser Fläche stattfindet. — Querabsonderung angenähert senkrecht zur Prismenachse sehr verbreitet. — H. = 5—6. — d = 2,9—3,1; bei Grünerit 3,71.

Ch. Wh. Cross (5) beobachtete an dem Aktinolith bretonischer Strahlsteinschiefer und der grünen gemeinen Hornblende eines Diorits von St. Brieuc eine deutliche Absonderung nach ($\bar{1}01$) der älteren Aufstellung der Amphibole mit $\beta = 75^0\,2'$. — G. H. Williams (6) erkannte dieselbe gleichfalls an

dunkelbraunem Amphibol von Pierrepoint, bezog sie aber, ohne genauere Messungen anzustellen, auf (001) derselben Aufstellung und war geneigt, in einer Zwillingsbildung nach dieser Fläche die Ursache der Teilbarkeit zu sehen. — O. Mügge (7) studierte diese Absonderung genauer an grüner Hornblende aus Arendaler Amphibolit, bestimmte durch Messungen ihre Koinzidenz mit der Fläche (101) derselben Aufstellung, dachte gleichfalls an damit verbundene Zwillingsbildung und glaubte deren Ursache im Gebirgsdruck zu finden und parallelisierte diese Absonderung mit jener nach (001) an Diopsid und wies auf die Zweckmäßigkeit der Vertauschung von vorn und hinten am Amphibol hin. G. H. Williams (8) stellte nun fest, daß auch bei den Amphibolen aus den körnigen Kalken im Gneis von St. Lawrence Co. N. Y. die Absonderungsfläche (101) sei und schloß sich der Auffassung Mügge's an, indem er sich ferner auf die dadurch erzielbare Analogie der Parallelverwachsung berief, bei der (101) der älteren Aufstellung nach derselben Seite neigt wie (001) des Pyroxens. Diesen Darlegungen entsprechend ist hier die Tschermak'sche Aufstellung der Amphibole mit $\beta = 73^0\,58'$ angenommen.

Die Seltenheit von Endflächen bei manchen Amphibolen und die daraus entspringende Unmöglichkeit der Unterscheidung von vorn und hinten gibt den Ätzfiguren hier eine wenigstens ebenso hohe Bedeutung, wie bei den Pyroxenen. R. A. Daly (9) stellte die Form und Lage der Ätzfiguren auf den Prismenflächen sowie auf (010), (101) u. a. Flächen der Amphibole fest und fand, daß diese nicht nur die optische Orientierung der Amphibole, sondern sogar die Unterscheidung der Hauptgruppen der Amphibole ermöglichen. Da die Ätzung fast immer an Spaltstückchen vorzunehmen ist, beschränken wir uns auf die hierauf bezüglichen Mitteilungen.

Bei Anwendung der käuflichen konzentrierten wässerigen Lösungen von Fluorwasserstoffsäure in einem auf dem Wasserbade befindlichen Platintiegel erhält man beim Eintauchen der in einem engmaschigen Netz von Platinfäden befindlichen Spaltstückchen in die Flußsäurelösung oder in ihre Dämpfe bei einer Versuchsdauer von 0,5—3,0 Minuten die zu beschreibenden Ätzfiguren. Sie entstehen am raschesten auf Arfvedsonit, Riebeckit, Barkevikit und Hornblende (0,5—1,25 Minuten), bei den eisenarmen Amphibolen bedarf es 1—3 Minuten.

Alle Glieder der Aktinolithreihe (Tremolit, Aktinolith, Smaragdit, Richterit, Astochit usw.) geben auf der vorderen rechten Prismenfläche (110) die klauenähnlichen Ätzgrübchen (Fig. 116), wovon 1 einen Anfangszustand, 2 und 3 Endzustände darstellen. Der aufrechte Strich gibt die durch Spaltrisse markierte Lage der aufrechten Achse an. Die schärfste Kante der Figur, A B, wandert von einer Anfangsschiefe von -2^0 auf der linken Seite

bei dem Wachsen des Ätzgrübchens bis zu einer Endschiefe von etwa + 10° auf die rechte Seite der Vertikalachse, der Winkel C A H beträgt etwa 13° im Mittel von 10°—16°. Die Spitze der Klaue weist auf die positive Pyramide (11$\bar{1}$). 4 ist eine ungewöhnliche Form dieser Ätzfigur. — 5, 6, 7 stellen die Ätzfiguren auf (010), 8 auf (100) des Aktinoliths dar.

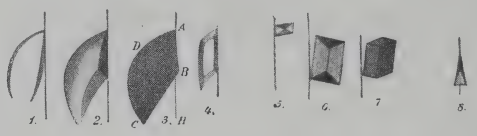


Fig. 116.

Opt. Glasglanz, auf Spaltflächen auch ins Perlmutterartige, bei parallelfasriger Aggregation seidenartig. Farbe weiß, grün in verschiedenen Tönen von hell- bis dunkelgrün, auch graubraun bis braun bei eisenreichen Arten. Im durchfallenden Licht farblos, hellgrün, smaragdgrün, grasgrün, auch graubraun. — Brechung kräftig, negative Doppelbrechung stark. — Optische Achsen in der Symmetrieebene (Fig. 117), b = b, c : c = + 10°—20° im stumpfen Winkel β. — 2 V groß. Dispersion schwach $\varrho < v$.

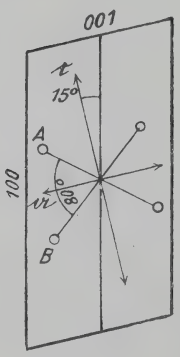


Fig. 117.

Eine Übersicht der optischen Konstanten an analysiertem Material geben die folgenden Tabellen I und II (geordnet nach steigendem Wert von β für Na-Licht) nach den genauen Bestimmungen von St. Kreutz (10) und Ford (11).

I. Tremolit. Gouverneur, N. Y. d = 2,997 (10).
II. Hornblende. Russell, St. Lawrence Co. N. Y. d = 3,027—3,043 (10).
III. Tremolit. Schweiz. d = 2,980 (10).
IV. Tremolit. Lee, Mass. (11).
V. Aktinolith. Pierrepont, N. York. d = 3,031 (10).
VI. Richterit. Långban. d = 3,044; a = farblos, $\beta = \gamma$ = orange (10).
VII. Aktinolith. Greiner, Zillertal. d = 3,044 (10).
VIII. Aktinolith. Russell, N. Y. (11).
IX. Aktinolith. Greiner, Zillertal (11).
X. Aktinolith. Pierrepont, N. York (11).
XI. Hornblende. Snarum. d = 3,063, mit Streifen nach (001) (10).
XII. Aktinolith. Gruben von Krageroe, Norw. a = b schwach braun, c lichtgrün (11).

Tabelle I.

	I	II	III	IV	V	VI
SiO_2	57,45	54,75	58,22	57,69	55,90	56,01
TiO_2	—	—	—	0,14	—	—
Al_2O_3	1,30	2,23	1,37	1,80	1,29	0,14
Fe_2O_3	0,18	0,85	0,04	0,00	0,78	2,14
FeO	0,22	1,49	0,61	0,55	2,33	—
MnO	0,07	0,15	0,04	Sp.	—	5,81
MgO	24,85	22,54	23,97	24,12	22,96	20,99
CaO	12,89	11,36	12,95	13,19	12,25	8,29
K_2O	0,54	1,10	0,04	0,22	0,66	0,47
Na_2O	0,67	2,40	0,24	0,48	1,24	3,69
H_2O	1,16	2,16	2,17	1,56[2])	1,98	1,94
F.	0,77	0,85	0,17	0,37	0,62	0,18
Summe	—	99,88	99,82	100,22	—	99,66
ab für F.	—	0,38	0,07	0,15	—	0,07

	VII	VIII	IX	X	XI	XII
SiO_2	56,38	54,80	56,25	52,31	53,42	51,85
TiO_2	—	0,10	—	0,28	0,23	1,26
Al_2O_3	1,23	2,58	1,24	2,69	3,12	4,36
Fe_2O_3	0,15	2,50	0,78	3,09	2,52	2,58
FeO	5,26	4,75	5,50	6,68	7,36	5,46
MnO	0,30	Sp.	0,48	0,70	—	0,35
MgO	21,74	20,30	21,19	19,27	18,22	19,45
CaO	12,41	12,08	12,08	11,88	10,28	10,60
K_2O	0,22	0,24	0,28	0,50	0,14	0,35
Na_2O	0,48	0,82	0,19	0,78	3,17	2,15
H_2O	1,96	1,60	1,81	1,42	1,11	1,21
F.	0,09	0,77	0,04	0,93	1,52	0,46
Summe	100,22	100,65[1])	99,84	100,59[3])	—	100,24[4])
ab für F	0,04	0,32	—	0,39	—	0,22

[1]) einschl. 0,11 Glüh-Verl. bei 110°
[2]) „ 0,10 „ „ 110°
[3]) einschl. 0,08 Glüh-Verl. bei 110°
[4]) „ 0,13 „ „ 110°

Tabelle II.

	α	β	γ	Δ	c : c	2V um α
I	1,5996	1,6131	1,6244	0,0248	+ 16° 39′	81° 33′
II	1,6017	1,6134	1,6244	0,0227	19° 31	86° 14
III	1,6000	1,6155	1,6272	0,0272	15° 25	79° 38
IV	1,6022	1,6192	1,6347	0,0325	16° 38	86° 29
V	1,6065	1,6210	1,6319	0,0254	16° 54	84° 05
VI	1,6051	1,6294	1,6367	0,0216	16° 55	68° 34
VII	1,6139	1,6297	1,6410	0,0271	16° 31	79° 49
VIII	1,6162	1,6304	1,6412	0,0250	14° 47	81° 30
IX	1,6173	1,6330	1,6412	0,0277	14° 59	81° 38
X	1,6237	1,6382	1,6503	0,0236	—	84° 08
XI	1,6255	1,6385	1,6501	0,0246	18°	83° 18
XII	1,6280	1,6442	1,6547	0,0267	13° 35	76° 58

Aus Tabelle I und II ist zu entnehmen, daß Dichte und Brechung mit zunehmendem Gehalt an Fe steigen; Mn verhält sich anders als Fe, indem es anscheinend Δ und 2 V erniedrigt. c : c sinkt nach Ford mit steigendem Gehalt an $FeO + Fe_2O_3$, steigt nach Kreutz dagegen mit Al_2O_3, das zugleich Δ erniedrigen soll. Das Ergebnis des Vergleichs zwischen chemischer Zusammensetzung und den physikalischen Konstanten ist aber noch keineswegs befriedigend. Es wird natürlich nicht möglich sein, beide, wie hier geschehen, nur in 2 Reihen zu betrachten, aber abgesehen davon, wird es offenbar nötig sein, die optischen Konstanten an dem analysierten Material selbst, nicht nur an solchem des gleichen Vorkommens zu bestimmen und sich vor der Analyse auch von der physikalischen Homogenität des Materials zu überzeugen [1]).

Pleochroismus bei den farbigen Arten deutlich, wenn auch nicht stark.

Aktinolith, Zillertal	a gründgelb	b gelbgrün	c smaragdgrün, in dickeren Platten	nach G. Tschermak (12)
„ „	blaßgelblich	blaßgelblich	grün, im Dünnschliff	

Im Strahlstein sind zuweilen, z. B. von Barrois (13) pleochroitische Höfe beobachtet; entsprechende Verfärbung erhält man leicht durch α-Strahlung. — St. Kreutz (10) fand, daß farblose Spaltblättchen von Aktinolith durch starkes Glühen an der Luft braun und stark pleochroitisch werden mit $\gamma' > \beta'$; die Brechungsindices waren dadurch nicht merklich geändert, ebensowenig die Auslöschungsschiefe für Blau, dagegen war die für Rot um etwa 4^0 kleiner geworden.

Sehr charakteristisch ist in optischer Hinsicht die geringe Auslöschungsschiefe in der durch den vollkommenen Parallelismus der Spaltrisse gekennzeichneten Prismenzone, die allerdings nicht immer, wie R. A. Daly (14) zeigte, ihr Maximum in dem Schnitte nach der Symmetrieebene hat, sich aber solange $2V > 70^0$ ist, kaum um mehr als 1^0 darüber erhebt. Gegenüber anderen Amphibolen ist auch der stets positive Charakter der Auslöschung in der Prismenzone hervorzuheben.

Phys.-Chem. V. d. L. je nach dem Gehalt an Fe zu farblosem, grünem oder schwarzem Glas schmelzbar. Schmelztemperatur nach Doelter je nach der Art 1170—1270^0; indessen ist bei dem Gehalt an H_2O und F anzunehmen, daß das Schmelzen unter Zersetzung erfolgt. — Salzsäure greift nicht merklich an, entzieht aber bei längerer Einwirkung in der Wärme den eisenreichen etwas Eisen.

---

[1]) Man vergleiche z. B. die Unterschiede der Zusammensetzung bei V und X; ebenso die beträchtlichen Unterschiede der optischen Konstanten bei VII und IX trotz Gleichheit der chemischen Zusammensetzung.

Vork. u. Varietäten. Der Tremolit findet sich in stengligen und blättrigen Massen und Individuen eingewachsen in den körnigen Kalken der Formation der kristallinen Schiefer, in manchen Silikathornfelsen, und mit Olivin und seinen Umwandlungsprodukten in gewissen Olivinfelsen und Serpentinen. Vorkommnisse der letzten Art beschrieb Fr. Becke (15) vom Latzenhof bei Felling und vom Klopfberg in Niederösterreich. Er wird hier als ein ursprünglicher Gemengteil angesehen. In andern Serpentinen, welche aus Olivin- und Pyroxengesteinen hervorgegangen sind, scheint der Tremolit eine Neubildung zu sein. Die Individuen fasern sich oft recht zierlich aus und gehen in asbestartige Aggregate über. — Als randlicher Saum um Olivin erscheint Tremolit in manchen skandinavischen Olivindiabasen und Olivingabbros als Umwandlungsprodukt. Seinerseits scheint der Tremolit sich mit Vorliebe in Talk umzuwandeln; dabei dringen die Talkblättchen von der Peripherie, den Querklüften und den Spaltrissen aus vor und verdrängen nach und nach die Tremolitsubstanz, welche in einem gewissen Stadium des Prozesses je nach der Lage des Schnitts in Form oblonger und spitzrhombischer Maschen in einem Netz von Talkblättchen liegt. Tschermak beschrieb diesen Vorgang bei Tremolit von der Koralpe (16).

Der Aktinolith bildet ebenso wie der Tremolit prismatische Individuen oder stenglige und fasrige Aggregate ohne Endflächen. Er unterscheidet sich vom Tremolit durch seine mehr oder weniger grüne Farbe. Bei wenig tiefer Färbung und in dünnen Schliffen ist der Pleochroismus kaum bemerkbar; bei tieferer Farbe erkennt man deutlich die Absorption $c \geqslant b > a$, auch wenn alle Strahlen grün sind, oder es tritt in die nach b und a schwingenden Strahlen ein gelblicher Ton ein, während die Farbe parallel c rein grün ist. — Der Aktinolith pflegt, abgesehen von den mit ihm vergesellten Mineralien, ebenso wie der Tremolit, einschlußfrei zu sein. Die wahre Heimat des Aktinoliths ist das Schiefergebirge; er bildet hier teils für sich allein, teils in Verbindung mitPyroxenen oder Epidot oder Chlorit, dem sich neben Magnetit und Pyrit wohl auch Calcit oder Dolomit gern zugesellen, die wechselreiche Reihe der Aktinolithschiefer; mit Quarz und Albit findet er sich in vielen Grünschiefern, akzessorisch in Chlorit- und Talkschiefern. — Als sekundärer Gemengteil erscheint er in den Diabasen und Schalsteinen, sowie Gabbros und ist hier ein Umwandlungsprodukt der pyroxenischen Komponenten, oder auch gelegentlich des Olivins. Seine Anwesenheit deutet vielleicht auf orogenetische Vorgänge als die Ursache der Gesteinsumwandlung. — Den smaragdgrünen Aktinolith, welcher in den sogen. Saussuritgabbros auftritt, nennt man Smaragdit. Derselbe bildet sehr feinstenglige Aggregate von mattgrünlichweißer Farbe im durchfallenden Lichte, welche erst bei großer Dünne durchsichtig werden — eine Folge der feinfasrigen Aggregation. Die Smaragditaggregate erscheinen sehr oft in der

Form des Diallags und haben die Struktur dieses Minerals dann oft in überraschender Vollkommenheit bewahrt; so lassen sie sich nach der Querfläche in dünne Blättchen teilen, an deren Rändern bisweilen noch Flächen eines Augitprismas erkennbar sind. Daß solcher Smaragdit eine Pseudomorphose nach Diallag sei, beweist auch der Umstand, daß die Einschlüsse des Diallags sich oft im Smaragdit wiederfinden; je geringer die Menge derselben geworden ist, um so reichlicher pflegt der Rutil in Körnchen und Kriställchen dem Smaragdit beigemengt zu sein. Quer zu der Säulenachse dieser Smaragdite, welche aus Diallag entstanden, finden sich wohl farblose Adern von parallelstengliger Struktur, welche Zoisit zu sein scheinen. Ob die in den Eklogiten auftretenden Smaragdite, welche sich meistens in paralleler Verwachsung mit Omphacit befinden, zu dem Aktinolith oder der gemeinen Hornblende gehören, ist nicht festgestellt. — Aus Eruptivgesteinen ist Aktinolith nicht sicher als primärer Gemengteil bekannt.

Umwandlungsvorgänge sind am Aktinolith nur selten zu beobachten; es entstehen aus demselben dann fasrige und schuppige kryptokristalline Aggregate von grüner Farbe, welche dem Serpentin angehören dürften. Dabei scheidet sich der Kalkgehalt sehr gern als Calcit in kleinen Körnchen und rundlichen Massen aus.

Der Nephrit oder Jade (nicht Jadeit!) ist ein filzig-fasriger, selten sphärolithischer Aktinolith mit einer mehr oder weniger versteckt schiefrigen Struktur. Ohne eigentliche Bedeutung für die allgemeine Petrographie beansprucht er doch das Interesse durch seine ethnographisch eigentümliche Stellung, ähnlich wie der Jadeit. Zweifellos anstehend kannte man ihn früher nur am Berge Bagutol in Ostsibirien, im Kuenluen und in Neuseeland. Mit der Untersuchung und Beschreibung dieses Materials beschäftigten sich neben H. Fischer (17) besonders Kenngott (18), Beck und Muschketow (19) und Arzruni (20). Traube (21) fand zuerst ein mit Serpentin und Granulit innig verknüpftes weiteres Vorkommen bei Jordansmühl in Schlesien, sowie eine nur 7 cm mächtige Lage in dem Arsenerze führenden Diopsidfels von Reichenstein in Schlesien. Seitdem sind zahlreiche weitere Vorkommen aufgefunden: In den Alpen im Juliertal und bei Poschiavo in Graubünden, im ligurischen und im südlichen Appenin; auch im Harz im Radautal (in Verbindung mit dem Gabbro); ferner amerikanische und solche in Neu-Guinea. Sie sind u. a. beschrieben von Berwerth (22), Kalkowsky (23), Steinmann (24), J. Uhlig (25), Welter (26), Fromme (27) und Clarke u. Merrill (28). Eine Zusammenfassung gab Max Bauer (29).

Grünerit enthält nach der Analyse von Kreutz (10) (an Material von Collobrières) 74% $FeSiO_3$, kleine Mengen $CaMg_3Si_4O_{12}$ und $CaFe_3Si_4O_{12}$; die schwedischen Vorkommen (Dannemora) haben auch bis 12% MnO (Dannemorit) nach Palmgren (30).

Der Grünerit wurde von Lacroix (31) am Spaltwinkel als Amphibol erkannt; sehr charakteristisch ist die sehr feine Zwillingslamellierung nach (100); zur Unterscheidung von Aktinolith empfiehlt Sundius (169) namentlich die Beachtung der größeren Dichte und höheren Brechung.

Kreutz (10) fand am Vorkommen von Collobrières d = 3,518 und folgende optischen Eigenschaften:

$\alpha = 1{,}672$, $\beta = 1{,}697$, $\gamma = 1{,}717$, $\Delta = -0{,}0435$ rot 0,045 Na, 0,0476 blau, $2V = 82^0$ mit $\varrho > v$ um $\mathfrak{a}$.

$\mathfrak{c}$ grünlich $> \mathfrak{b} = \mathfrak{a}$ = farblos.

Ähnlichen Pleochroismus beobachtete Lacroix (32) an dem Vorkommen von Salem (indessen 25° Auslöschungsschiefe auf 010); an jenem von Collobrières auch pleochroitische Höfe um Zirkon, mit $\mathfrak{c}$ schwarz, $\mathfrak{a}$ und $\mathfrak{b}$ gelbgrün. In dem manganhaltigen (5,93 MnO + 30,64 FeO + 7,87 MgO + 1,42 CaO) von Strömhult in Södermanland fand Palmgren $\mathfrak{c} : \mathfrak{c} = 14{,}5^0$, $\Delta = 0{,}041$; $\mathfrak{c}$ grünlich $> \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$ (farblos). — Dagegen gibt v. Eckermann (166) für den manganhaltigen Gr. vom Berge Mansjö (bei sonst ähnlichen optischen Eigenschaften) an:

$\mathfrak{a}$ grünweiß $< \mathfrak{b}$ bräunlichgrün $> \mathfrak{c}$ farblos.

Sundius (169) gibt folgende Übersicht der chemischen und physikalischen Konstanten:

	$FeSiO_3$	$MnSiO_3$	$MgSiO_3$	d	α	β	γ	Δ	$2V\mathfrak{a}$	$\mathfrak{c} : \mathfrak{c}$
Grünerit (extrapol.).	100	—	—	3,561	1,681	—	1,726	0,045	—	—
Collobrières	90,29	0,16	9,55	3,518	1,672	1,697	1,717	0,045	82°	10-11°
Dannemora	69,71	20,63	9,66	3,516	1,673	(1,697)	1,713	0,040	(80°)	12,5
V. Silvberg	66,55	14,35	19,10	3,446	1,670	1,690	1,706	0,036	80°	13,4
Strömhult	60,88	11,66	27,46	3,396	1,663	(1,683)	1,699	0,036	79° 12′	14,5
Brunsjögruvan. . .	47,26	16,00	36,73	3,34	1,650	(1,670)	1,685	0,035	(81°)	15
Ö. Silvergruvan . .	40,83	14,76	44,41	3,311	1,650	(1,665)	1,679	0,029	(87)°	16
Röbergsgruvan . .	42,30	0,35	57,35	3,245	1,639	(1,650)	1,667	0,028	(96)°	19,5
Orijärvi	40,06	—	59,94	—	1,641	—	1,668	0,027	95-100°	17,5

Durch Glühen an der Luft wird der Grünerit nach Kreutz (10) sofort schwarz, in dünnen Schliffen braunrot durchsichtig, mit sehr starkem Pleochroismus $\mathfrak{c} > \mathfrak{b}$.

Vork. Der Grünerit bildet im Glimmerschiefer bei Collobrières (Var) braune, etwas seidenglänzende, blättrig-strahlige Aggregate vergesellt mit Granat, Magnetit und Quarz. Er erscheint dort aber auch in 0,5—1 m mächtigen Schichten von Magnetit + Granat + Fayalit nach Lacroix (32 u. 33) und letzterem Vorkommen ähnlich ist nach Palmgren (30) ein solches im Eulysit von Södermanland. v. Eckermann (166) fand

ihn am Kontakt des Eulysits vom Berge Mansjö mit Granitpegmatit anscheinend hervorgegangen aus Eisen-Anthophyllit. Ein weiteres Vorkommen in eisenreichen Quarzgesteinen der Glimmerschieferformation von Salem (Ceylon) beschrieb Lacroix (34); dort erscheint er in mehrere Zentimeter langen säuligen Kristallen mit Zwillingsbildung nach (100) und Gleitflächen (001), die in ihren optischen Eigenschaften mit denen von Collobrières im wesentlichen übereinstimmen. Ferner beobachtete ihn Lacroix (35) in madagassischem Magnetit-Quarzit. Lane (36) sprach ein Mineral mit ähnlichen physikalischen Eigenschaften als Grünerit an, das als Begleiter gewisser Eisenerze des Lake Superior erscheint, indessen ist durch die angeführte Analyse die chemische Ähnlichkeit nicht hinreichend nachgewiesen.

Cummingtonitführende Amphibolite erwähnt Mäkinen (37) aus ostbottnischen Uralitporphyriten.

II. Die Hornblendegruppe.

Chem. Zus. Isomorphe Mischungen der Aktinolithmoleküle $CaMg_3Si_4O_{12}$ und $CaFe_3Si_4O_{12}$ mit $CaMg_2Al_2Si_3O_{12}$ und $Na_2Al_2Si_4O_{12}$ in wechselndem Verhältnis, worin an der Stelle von Mg und Fe auch Mn, an der von Al dreiwertiges Fe, an der von Na auch K stehen kann. Nach dieser von Tschermak begründeten Auffassung bauen sich die Amphibole z. T. aus Polymeren der in den Pyroxenen auftretenden Moleküle auf. — R. Scharizer (38) suchte nachzuweisen, daß in den Hornblenden isomorphe Mischungen der Aktinolithmoleküle mit einem Molekül $(\overset{I}{R_2}, \overset{II}{R})_3(Al, Fe)_2Si_3O_{12}$, welches er nach Breithaupt als Syntagmatitmolekül bezeichnet, vorliegen. In dem Syntagmatitmolekül wäre $(CaO + R_2O) : (MgO + FeO + MnO) = 3 : 4$. Penfield und Stanley (2) waren geneigt, für die Bindung von Al, Fe^{III}, H_2O und F ähnlich wie beim Strahlstein zweiwertige, die Elemente R^{II} ersetzende komplizierte Radikale anzunehmen.

Durch C. Schneider (39) u. a. wurde ein bis zu mehreren Prozent betragender Gehalt an TiO_2 in den gesteinsbildenden basaltischen Hornblenden und in den Alkaliamphibolen festgestellt, über dessen Bedeutung im Molekül man nicht sicher ist. Soellner (40) hat aber darauf hingewiesen, daß dieser (im Kaersutit bis 6,75 % ansteigende) Gehalt an TiO_2 keinen erheblichen Einfluß auf den Prismenwinkel ausübt, wie das die geometrischen Verhältnisse des Ti-reichen Cossyrit (dessen Spaltwinkel sehr erheblich von dem der Hornblende abweicht) erwarten lassen könnten. Fr. Berwerth (41), A. Sauer (42), Fred. E. Wright (43) u. a. setzten einen Gehalt an chemisch gebundenem Wassers für die Aktinolithe, Hornblenden und Alkaliamphibole außer Zweifel. Diesem trägt keine der üblichen Formeln Rechnung. Der mehrfach gefundene Gehalt an F läßt annehmen, daß das analytisch gefundene Wasser als OH vorhanden sei.

Morph. Achsenverhältnis und Formen siehe Strahlsteingruppe p. 509. — Vollkommen idiomorphe Ausbildung ist bei der gemeinen Hornblende der kristallinen Schiefer und der Tiefengesteine selten oder bleibt auf die Prismenzone beschränkt, in den granitporphyrischen Ganggesteinen bei den Einsprenglingen die Regel, bei den basaltischen Hornblenden der Gang- und Ergußgesteine durchweg vorhanden, soweit sie nicht durch magmatische Resorption wieder zerstört wurde.

Fig. 118.

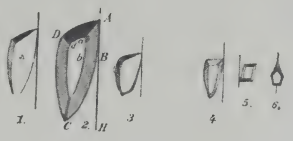


Fig. 119.

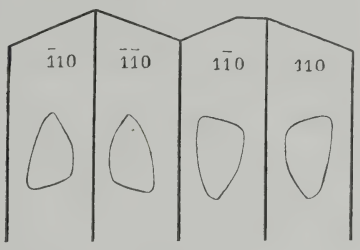


Fig. 120.

Ein Hinabsinken auf Mikrolithendimensionen ist weit seltener als bei den Pyroxenen, verbreitet in den lamprophyrischen Ganggesteinen, selten in den Ergußgesteinen, häufig bei Umwandlungsvorgängen, wie bei der Uralitisierung der Pyroxene. Wachstumsformen, wie die Pyroxene sie in großer Mannigfaltigkeit darbieten, sind bei Amphibolen fast unbekannt. — Schaliger Bau oder isomorphe Schichtung ist nicht allzu selten und folgt vorwiegend dem Prisma (Taf. XVI, Fig. 6). — Sanduhrbau begegnet man besonders bei den Ti-reichen Arten der lamprophyrischen Ganggesteine. — Mechanische Deformationen finden sich bei den Amphibolen der Eruptivgesteine und der kristallinen Schiefer.

Koh. Wie bei der Strahlsteingruppe; zuweilen Absonderung nach (100) und (001), aber viel seltener als bei den Pyroxenen. — Die Ätzfiguren mit HF auf dem vorderen rechten Prisma (110) der gemeinen Hornblende von Kragerö zeigt Fig. 118, 1. 2. 3., die des Edenits Fig. 118, 4., die der basaltischen Hornblende Fig. 119, 1. 2. 3. und des Barkevikits Fig. 119, 4. nach Daly (9) und Fig. 120 nach F. E. Wright (43). Der Winkel D A B ist sehr konstant 72^0—73^0, $\sphericalangle$ C A H = 13^0—15^0 im Mittel, die Spitze C weist

nach der positiven Pyramide. Fig. 119, 5. und 6. zeigen die Ätzfiguren auf der rechten Fläche von (010) und auf der vorderen von (100) der gemeinen und der basaltischen Hornblende.

Opt. Glasglanz, bei fasrigen Aggregaten auch Seidenglanz. — Weiß bis grau bei eisenfreien Arten, blaßgrün, tiefgrün, grünlichschwarz, braunschwarz, schwarz. Im durchfallenden Licht farblos, grün, blaugrün, gelb, braun in verschiedenen Tönen und infolge des kräftigen Pleochroismus wechselnd mit der Schnittlage und der Orientierung des Schliffes gegen den Polarisator. — Brechung und Doppelbrechung kräftig. Charakter der Doppelbrechung negativ mit wenigen Ausnahmen. — Optische Achsen in der Symmetrieebene, b = b, c : c von 0^0—20^0 und mehr im stumpfen Winkel β, ausnahmsweise auch mit sehr geringem Werte im spitzen Winkel β. — Winkel der optischen Achsen stark wechselnd.

Eine Übersicht der optischen Konstanten, möglichst an analysiertem Material, geben die folgenden Tabellen (geordnet nach dem Wert von β) meist nach Kreutz (10) und Ford (11).

I. Hornblende, braunrot. Grenville c = b > a (10).
II. Pargasit; lauchgrün. Pargas. d = 3,095 (10).
III. Karinthin, Saualpe (schöne Absorptionsbüschel vom ersten Typus) (10).
IV. Hornblende, schwarz, Edenville, N. Y. d = 3,285 (10).
V. Hornblende. Renfrew, Ontario (11).
VI. Hornblende. Mte. Somma (11).
VII. Hornblende. Südwestabhang des Kilimandscharo (Washington und Merwin (154).
VIII. Hornblende. Cornwall, Orange Co. N. Y. (11).

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO_2	45,50	48,38	49,33	41,99	43,76	39,48	41,97	36,86
TiO_2	0,68	0,05	—	1,46	0,78	0,30	4,20	1,04
Al_2O_3	12,25	10,85	12,72	11,62	8,33	12,99	12,59	12,10
Fe_2O_3	0,28	0,76	1,72	2,67	6,90	7,25	4,69	7,41
FeO	0,75	1,56	4,63	14,32	10,47	10,73	5,80	23,35
MnO	0,11	0,04	—	0,25	0,50	1,00	n. best.	0,77
MgO	20,63	20,78	17,44	11,17	12,63	11,47	14,20	1,90
CaO	13,31	12,24	9,91	11,52	9,84	12,01	11,99	10,59
K_2O	1,76	1,38	0,63	0,98	1,28	2,39	1,63	3,20
Na_2O	2,76	2,69	2,25	2,49	3,43	1,70	3,17	1,20
H_2O	0,40	0,91	0,29	0,61	0,65	0,76	0,26	1,30
F	2,80	1,82	0,21	0,80	1,82	0,05	n. best.	0,27
Summe	101,23	101,44	—	99,96[1])	100,49[2])	100,25[3])	100,50	99,99
ab für F.	1,17	0,76	—	0,33	0,76	0,02	—	0,11

[1]) Einschließlich 0,08 H_2O bei 110°.
[2]) Einschließlich 0,10 H_2O bei 110°.
[3]) Einschließlich 0,12 H_2O bei 110°.

	α	β	γ	Δ	c : c	2 V um α	
I	1,6142	1,6180	1,6332	— 0,0190	+ 27° 34′	51° 55′	(10)
II	1,6158	1,6205	1,6353	0,0195	26° 57′	58° 51′	(10)
III	1,6305	1,6430	1,6530	0,0225	17° 39′	85° 08′	(10)
IV	1,6545	1,6655	1,6747	0,0202	18° 30′	90° ca.	(10)
	1,6583	1,6701	1,6789	0,0206	23° 48′	81° 42′	(11)
V	—	1,67 ca.	—	—	33° 20′	—	(11)
VI	—	1,68 ca.	—	—	—	—	(11)
VII	1,675 [2])	1,691	1,701	0,026	11—12,5° [1])	—	(39)
VIII	—	1,71	—	—	9°	—	(11)

[1]) 12,5° für Rot, 11° für Violett.
[2]) $\pm$ 0,002 für α, β, γ und Δ.

Die vorstehenden und auch weitere Zusammenstellungen lassen nach Kreutz im allgemeinen nur erkennen, daß die Brechung mit dem Gehalt an Eisen zunimmt. Es zeigt sich aber weiter, daß bei einigen basaltischen Hornblenden von Böhmen Stärke der Brechung und Doppelbrechung sehr viel höher als bei anderen gemeinen Hornblenden sind, ohne daß es möglich wäre zu sagen, auf welche Bestandteile dies zurückzuführen wäre [1]). Ford versuchte von $n = \frac{\alpha + \beta + \gamma}{3}$ auszugehen und glaubte feststellen zu können, daß Al_2O_3, Fe_2O_3 und FeO mit n steigen, MgO und SiO_2 dagegen fallen (CaO bleibt konstant). Diese Beziehung ist nach ihm fast genau linear für MgO und $Fe_2O_3 + FeO$. Eine Beziehung zwischen $Fe_2O_3 + FeO$ und der Auslöschungsschiefe ist nicht erkennbar. — Für Pargasit ist gegenüber Tremolit charakteristisch die Kleinheit des Achsenwinkels und die Dispersion der Achsen; nach Kreutz ist für Pargasit bei der auf (100) austretenden Achse A $v > \varrho$ deutlich, bei der auf (001) austretenden Achse B ist $v \gtrless \varrho$ (bei Tremolit für A $v \geqq \varrho$, für B $v < \varrho$.)

Eine merkliche Dispersion der Mittellinien scheint bei der gemeinen Hornblende nur selten beobachtet zu sein; so gibt Sellner (93) für gewisse grüne Hornblenden im Diorit der Brünner Eruptivmasse an c : c rot > c : c blau. Eine solche Dispersion tritt aber bei der basaltischen Hornblende deutlich hervor, und zwar anscheinend um so mehr, je reicher sie an dem Arfvedsonitmolekül und an TiO_2 wird. Nach eigenen Beobachtungen und den übereinstimmenden Angaben von Fr. Becke (131) über basaltische Hornblenden in trachytischen Gesteinen der Columbretes-Inseln und von Fr. E. Wright (43, 133) über die Amphibole der Alkalitiefengesteine von Boston

[1]) Bei basaltischer Hornblende von Lukow in Böhmen benutzte Kreutz (10) zahlreiche kleinere Kristalle zur Analyse, die anscheinend sehr verschiedenartig waren, da die an 2 Prismen bestimmten Werte von α, β, γ und Δ ganz verschieden waren. — Man bemerke auch die recht verschiedenen von Kreutz und Ford für die Hornblende von Edenville gefundenen Werte und vergleiche das p. 514 Gesagte.

und Rio de Janeiro ist $c : c_\varrho < c : c_v$, wenn c im stumpfen Winkel β liegt. Das Umgekehrte ist der Fall, wenn c im spitzen Winkel β liegt, wie bei der basaltischen Hornblende aus Basalttuffen Böhmens und aus Phonolith von Rongstock.

Alle Schnitte (h 0 l) zeigen bei Hornblenden (wie auch bei Aktinolithen) im konvergenten Licht Achsen- oder Bisektrizenaustritt; die Interferenzbilder sind im allgemeinen nicht so lebhaft gefärbt und von so vielen Ringen umgeben wie bei Pyroxenen. Die Spur der Achsenebene halbiert das Gesichtsfeld und die Spaltrisse symmetrisch, geht letzteren in Schnitten nach (100) parallel. Spaltblättchen nach (110) geben randlichen, nicht auf der Mittellinie des Gesichtsfeldes liegenden Achsenaustritt.

Das Verhalten der Schnitte nach den drei Hauptzonen in den Zwillingen nach (100) ist ein verschiedenes je nach dem Wert des Winkels $c : c$ im speziell vorliegenden Fall. Da die beiden Individuen das Prisma gemein haben, so müssen Schnitte aus der Zone (001 : 100) sich nach Spaltbarkeit und Auslöschung, nicht aber hinsichtlich der Stärke der Doppelbrechung und Absorption, wie einfache Individuen verhalten. Man wird den Zwilling an der verschiedenen Färbung bei Hellstellung und gegebenenfalls im konvergenten Licht an dem Austritt zweier nicht konjungierter Achsen erkennen können. — In Schnitten aus der Zone (100 : 010) werden die Zwillingshälften stets symmetrisch zur Zwillingsnaht das Licht auslöschen. — In Schnitten der Zone (001 : 010) würde, da der Winkel $\beta = 74^0$ und die Zwillingsachse senkrecht zu c, wenn die Auslöschungsschiefe $= 16^0$ ist, in dem ersten Individuum die Achse a parallel der Zonenachse sein. Dieses Individuum würde also stets parallel zur Diagonale der Spaltrisse auslöschen, während im zweiten die Auslöschung im allgemeinen nicht orientiert wäre. Wäre dagegen, wie bei manchen basaltischen Hornblenden $c : c = 0^0$, so fiele die Zwillingsachse mit a zusammen und die beiden Individuen würden sich optisch ganz wie ein einfaches Individuum verhalten. Bei allen anderen Werten von $c : c$ zeigen die Zwillingshälften verschiedene und zur Spaltungsdiagonale unsymmetrische Auslöschung. — In beliebigen Schnitten liegt die Zwillingsgrenze im allgemeinen schief zur Spaltbarkeit, man vergleiche das bei Augit p. 469 Gesagte.

Auf die hohe Bedeutung des Pleochroismus für die Bestimmung der Amphibole gegenüber den Pyroxenen hat besonders G. Tschermak (44) in seiner grundlegenden Arbeit hingewiesen. Die Farbtöne sind außerordentlich verschieden und würden kaum in ihrer ganzen Mannigfaltigkeit anführbar sein. Es gelten folgende Regeln: Bei den gemeinen Hornblenden, die mit grüner Farbe durchsichtig sind, herrschen grüne, gelbgrüne, blaugrüne und gelbe Töne, bei den seltenen braun durchsichtigen braune, grünlichbraune und grünlichgelbe Töne. Immer gehören die tiefsten Töne (grün, blaugrün,

braun) den nach c schwingenden, die hellsten (hellgrün, gelb, grünlichgelb) den nach a schwingenden Strahlen an. Die nach b schwingenden Strahlen haben mittlere oder dieselbe Farbe, wie die nach c schwingenden; das Absorptionsschema ist also $c \geqq b > a$. — Dasselbe Schema gilt auch für die basaltischen Hornblenden. Bei den stark doppelbrechenden, rotbraun oder rein braun durchsichtigen Typen mit meistens sehr kleinem c : c haben c und b wenig verschiedene braune Farben, a ist gelb in verschiedenen Nuancen. Bei den alkalireichen basaltischen Amphibolen, die nach der Arfvedsonitreihe hinüberspielen, kommen rein braune Töne kaum vor. Die Farben sind schwer beschreibbar aus bräunlich und olivgrün gemischt. Wir geben als Beispiele

Aranyer Berg: a olivgrün, b gelblichbraun, c grünlichbraun nach Franzenau.

Naujakasik: a dunkelgrün, b dunkelgraubraun, c graulich- oder grünlichbraun nach Ussing.

Cabo Frio: a hellgelbbraun mit Stich ins Grünliche, b dunkelbraunolivgrün, oft etwas rötlich, c dunkelolivgrün ins Braune.

Beverley: a grünlichgelb, b olivgrün, c blaugrün nach Wright.

Diese Hornblenden haben durchweg größeres c : c, kleineres Δ, kleineres 2V und stärkere Bisektricendispersion als die gewöhnlichen braunen basaltischen Hornblenden.

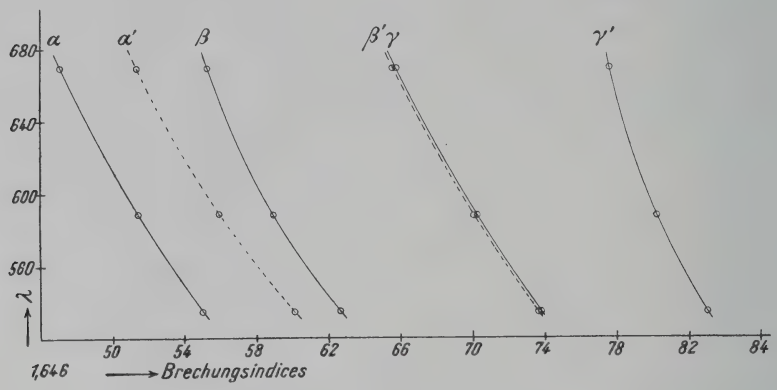
Tertsch (45) beobachtete in Schnitten senkrecht zu einer optischen Achse auch Polarisationsbüschel.

Pleochroitische Höfe um radioaktive Kerne (Zirkon, Orthit, Titanit, Apatit) sind in Hornblenden paläozoischer und älterer Gesteine häufig, in mesozoischen seltener und meist nur schwach (z. B. Gesteine des Adamello), in tertiären und jüngeren bisher nicht beobachtet. Im allgemeinen ist in ihnen die Absorption für diejenigen Schwingungen noch verstärkt, für die sie schon vorher ein Maximum war, auch findet eine erhebliche Veränderung (für die meisten Schnittlagen eine Verstärkung) der Doppelbrechung und Verminderung von c : c statt. Künstliche α-Strahlung wirkt in demselben Sinne, und zwar viel stärker als bei Biotit, schwächer als bei Chlorit und Cordierit [nach O. Mügge (46)].

Genaue Messungen der Änderung der Brechung und Doppelbrechung durch achtmonatige Bestrahlung einer Platte von Hornblende von Pargas nach (010) mit Poloniumstrahlung wurden mittelst Totalreflektometer von Hövermann (47) angestellt (Fig. 121 u. 122); für alle Brechungsindizes und für alle Wellenlängen fand eine beträchtliche Erhöhung statt, dabei so ungleich für α, β und γ, daß der optische Charakter, der anfangs positiv war, negativ wurde; zugleich war die Dispersion der Doppelbrechung sehr verstärkt ($N' = \frac{\Delta_{Tl} - \Delta_{Li}}{\Delta_{Na}} = + 188$ vor der Bestrahlung, $N' = - 7{,}2$ nachher).

Dabei war die Absorption für Schwingungen nach c beträchtlich verstärkt, nach a nicht.

Durch Bestrahlung mit $RaBr_2$ wurde außerdem eine Verminderung von c : c von etwa 23,4° auf 18,3°, und zwar am stärksten in einer ringförmig



Die ausgezogenen Kurven geben die Brechung vor der Bestrahlung an, die gestrichelten nach der Bestrahlung. (Die letzte Kurve rechts sollte gestrichelt sein!)

Fig. 121.

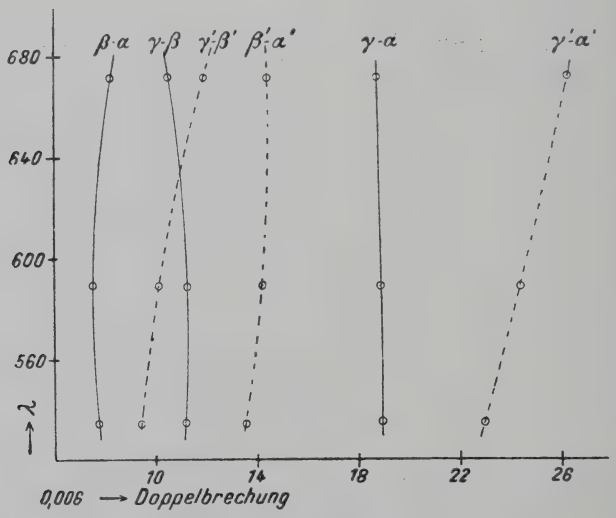


Fig. 122.

die (annähernd punktförmige) Strahlungsquelle umgebenden Zone festgestellt, während die Verstärkung der Doppelbrechung geringer erschien als bei der Bestrahlung mit Po. (trotz größerer Aktivität der Strahlungsquelle, weil für die im durch fallenden Licht bestimmte Doppelbrechung nur ein Teil der 0,07 mm dicken Platte der α-Strahlung zugänglich war).

Phys.-Chem. Verhalten beim Glühen. C. Schneider (39) beobachtete, daß bei basaltischen Hornblenden (Laacher See, Altenbuseck bei Gießen, Härtlingen, Wolkenburg, Böhmen, Ortenberg), die bei Rotglut der Einwirkung überhitzten Wasserdampfes ausgesetzt wurden, sämtliches FeO in Fe_2O_3 umgesetzt, die ursprüngliche Auslöschungsschiefe von 2^0—$8{,}5^0$ auf 0^0 gesunken war. Das ursprünglich graue Pulver war gelbbraun geworden, Absorption und Pleochroismus hatten stark zugenommen. M. Belowsky (49) erhielt die gleichen optischen Veränderungen in Amphibolen, die er in einem Platinschälchen eine Stunde lang über dem Bunsenbrenner glühte. Es hatte beispielsweise gem. Hornblende von Arendal

	Farbe	c : c auf 110	c	b	a
vor dem Versuche	fahlgrün	20^0	bläulichgrün	gelb	hellgrün
nach dem Versuche	dunkelbraun	$0{,}5^0$	dunkelbraun	hellbraun	hellbraun.

Tremolit blieb unverändert. — Analoge Veränderungen beobachtete auch A. Wichmann (50) an grünen andesitischen Hornblenden des indischen Archipels. Die Änderung der Färbung und Auslöschung zeigen sich nach eigenen Versuchen (O. M.) besonders stark längs Rissen und Sprüngen; Änderungen derselben Art, verbunden mit Verstärkung der Doppelbrechung, wurden vom Verf. längs Spaltrissen der Hornblende im Andesit von Gamsigrad, Ostserbien, beobachtet. (Taf. XIX, Fig. 2.) Es ist hier wie bei den ähnlichen Erscheinungen am Hypersthen zu vermuten, daß Wirkungen vulkanischer Dämpfe vorliegen, also Anfänge pneumatolytischer Umbildungen.

Schmelzpunkt nach Doelter zwischen 1075—1175°; indessen sind natürlich Schmelzintervalle zu erwarten, auch wohl inkongruentes Schmelzen. — Verhalten gegen Säuren wie in der Strahlsteingruppe.

Als Entmischungsprodukte sind vielleicht die ebenso massenhaften wie feinen schwarzen punkt- und strichförmig erscheinenden Einschlüsse zu deuten, die namentlich in Hornblenden von Tiefengesteinen und kristallinischen Schiefern nicht selten sind und meist parallel (100), (001) oder anderen „Strukturflächen“ liegen und zuweilen mit diesen zusammen aufschimmern. Diese Deutung gibt Sellner (93) auch den von ihm in Hornblenden der Brünner Eruptivmasse beobachteten Schüppchen von Titaneisen und Magnetit.

Umbildungen. Die Umrisse der braunen und der selteneren grünen basaltischen Hornblenden in Porphyriten, Trachyten, Phonolithen und Andesiten, sowie Basalten und Tephriten sind vielfach abgerundet und abgeschmolzen, und unmittelbar um die Kristalle herum legt sich dann eine dunkle Zone, der sogen. Opacitrand, welche in den meisten Fällen durch eine randliche Anhäufung von opaken Erz(?)körnchen und Augit-

säulchen oder -Körnchen[1]) gebildet wird (Taf. XVIII, Fig. 1); die Säulchen liegen nicht selten parallel zueinander und zu dem Amphibolkristall. Daß hier der Amphibol nicht etwa nur als Ansatzpunkt für die Augite und die opaken Körnchen diente, beweist der Umstand, daß der Amphibol vollständig durch das genannte Gemenge verdrängt werden kann. Es liegt vielmehr eine magmatische Umbildung von Hornblende vor, wobei Augit sich in der unmittelbaren Nähe oder vielmehr an der Stelle der sich auflösenden Hornblende aus dem Magma ausschied. Die Entstehung dieser Umwandlungen gehört also einer Periode der Gesteinsentwicklung an, in welcher die Hornblende nicht mehr bestandfähig im Magma war und ihre Bildung durch die Augitbildung abgelöst wurde. Daß aber bei diesem Prozesse sehr wahrscheinlich ein Eisenoxyd sich ausscheiden wird, ergibt sich aus dem Verhältnis, in welchem CaO : (MgO + FeO) bei Amphibol, bezw. bei Pyroxen zueinander stehen. Daß dieses Augiterzgemenge ein Endzustand ist, der sich aus anfänglichem opakem Glase entwickelte, beobachtete und beschrieb sehr ausführlich E. Esch (70). Den ersten Versuch zur experimentellen Nachbildung dieses Vorganges machte Arth. Becker (71). Daß an Stelle dieses Opacitrandes ein eigentümlich faseriger Augit mit Beibehaltung der Hornblendeform treten kann, fand Esch in Daciten des Vulkans Fuyafuya. — Den gleichen Vorgang der Umwandlung von Fe-reichen und alkalihaltigen Amphibolen in Diopsidstengel mit etwas Magnetit beobachtet man an Eläolithsyeniten der Serra de Monchique.

Der Barkevikit von Skudesundskjaer bei Barkevik wird von einem Mantel von federförmig blättriger bis feinstengliger Struktur umhüllt, oder bei kleineren Individuen ganz verdrängt, welchen Breithaupt als ein eigentümliches Glimmermineral betrachtete und Pterolith nannte. Brögger wies nach, daß dieser Pterolith wesentlich aus einem Gemenge von Ägirin und Lepidomelan in inniger Durchdringung besteht, in dem violblauer Flußspat fein verteilt ist. Damit gehört diese Umwandlung nicht zur Verwitterung, sondern ist vielleicht ein pneumatolytischer Prozeß. Auch ein Feldspat (Albit) und Wöhlerit, letzterer sicher ein ursprünglicher Einschluß, sind im Pterolith gelegentlich zu beobachten. — Nun findet man gar nicht selten in den südnorwegischen normalen Augitsyeniten und den Eläolithsyeniten mehrerer Gegenden Ägirin in inniger Verwachsung mit Lepidomelan als normalen Gesteinsgemengteil. Man wird wohl kaum irren, wenn man auch hier eine Epigenese annimmt. — Eine Biotitisierung der Hornblende ist häufig auch an den von Laura Hezner (175) untersuchten Garbenschiefern des Val Tremola.

Uralitisierung. Unter dem Namen Uralit führte G. Rose Substanzen auf, welche die Kristallform des Augits mit den physikalischen

[1]) Nach Lengyel (T. M. P. M. **36**, 359, 1925) auch Hypersthen.

Eigenschaften, zumal mit der Spaltbarkeit der Hornblende verbinden. Wenn man im Uralit eine Paramorphose von Hornblende nach Augit sieht, so ist das wohl kaum ganz richtig; es scheint vielmehr, daß bei der molekularen Umlagerung von Pyroxenen zu Amphibolen ein Teil des Kalkes aus der Verbindung austritt. Man trifft wenigstens sehr häufig den nach Pyroxenen paramorphen Amphibolen Calcit oder Epidot in feiner Verteilung beigemengt.

Nachdem Polenow (156) schon 1899 und Loewinson-Lessing (157) 1900 eine magmatische Umbildung der Pyroxene von Augitsyeniten bezw. Gabbros angenommen hatten, beobachtete Joukowsky (158), daß der Augit der Eklogite der Aiguilles Rouges am Montblanc überall da durch Hornblende ersetzt war, wo das Gestein von Feldspat, nicht da, wo es von Quarz durchadert war, und nahm an, daß diese Umwandlung unter Zufuhr von Alkalitonerdesilikatlösung erfolgt sei. Duparc und Hornung (159) nahmen dann weiter an, daß derartige Lösungen im Gabbrogestein vor der vollständigen Erstarrung aufgestiegen seien, seinem Augit den Kalk z. T. oder ganz entzogen und dafür Al, Fe und Alkalien eingeführt hätten, und stützten diese Ansicht durch die Beobachtung der Uralitisierung in solchen Pyroxenitschollen des Urals, die in leukokraten Feldspatgängen eingeschlossen waren. Ähnlich kam auch Spitz (160) bei der Untersuchung der Monzonitdiabase der Kitzbüchler Alpen zu der Ansicht, daß der Uralit auf Kosten des Feldspats entstanden sei. Nach Matth. Schuster (178) zeigen sich randliche Umbildungen der Augite in Hornblende[1]) in den Cuseliten der Rheinpfalz da, wo aplitisches Magma (Quarz + Orthoklas) als Füllung der Zwickel zwischen ihren basischen Feldspaten auftritt. Das scheint die Einwirkung saurer alkalireicher Magmenreste bei der Uralitisierung zu bestätigen. Die bekannte fleckenartige Verbreitung hellen Pyroxens in Hornblende monzonitischer und anderer Alkaligesteine wie auch die Umwandlung des Diabasaugits in Hornblende im Granitkontakt („Winzenburger Diorit" im Harz) sind mit dieser Auffassung gut verträglich. Die physikalisch-chemische Untersuchung dieses Vorganges steht noch aus.

Die Umwandlung des Augits in Hornblende schreitet meistens von der Peripherie nach dem Zentrum und auf den Spaltrissen hin fort, so daß nicht selten inmitten des Uralits sich frische und durchaus unveränderte Reste des Augits finden, die sich leicht durch Spaltbarkeit, Stärke der Doppelbrechung und Farbe, sowie Lage der optischen Hauptschnitte erkennen lassen. Bei diesem Vorgange bleibt die vertikale und die Symmetrieachse des Muttermineralsin der gleichen Bedeutung für die neugebildete uralitische Hornblende erhalten. Dabei ist der Uralit aber niemals ein einheitlich kompakter Kristall, sondern er besteht aus sehr zahlreichen und feinen, allerdings oft

[1]) Vergl. auch dieses Buch, II, 675 und 1264—1266, 1907.

sehr genau parallel gerichteten Säulchen. Daher zeigen die Querschnitte die Blätterdurchgänge der Hornblende gleichgerichtet durch die ganze Ausdehnung des Schliffs (Taf. XVIII, Fig. 2), während Längsschnitte fein faserig struiert erscheinen (Taf. XVIII, Fig. 3). Ebenso ist die Lage der optischen Hauptschnitte in allen Fasern, die aus einem ursprünglichen Augitindividuum entstanden, natürlich die gleiche. Es finden sich jedoch gelegentlich geringe Abweichungen von diesem Parallelismus zumal in der Nähe der Polenden, die dann büschelförmig ausgefasert erscheinen. — Waren die ursprünglichen Augitindividuen Zwillinge nach (100), so pflegen auch im Uralit die beiderseits der ursprünglichen Augitzwillingsgrenze befindlichen Säulchen zueinander in Zwillingsstellung zu stehen. — Auch die Absonderung nach (100) des Diallags bleibt zuweilen erhalten, so am Smaragdit, an Diallag aus Gabbro von Vulpéra wie an solchen vom Ural, wie Müggge beobachtete. Marchet (176) fand im Kern der Uralite in Amphiboliten des niederösterreichischen Waldviertels manchmal diopsidischen Pyroxen ganz erfüllt von Titaniteinschlüssen, von denen er annimmt, daß sie durch Entmischung des ursprünglich Ti-haltigen Diallags entstanden sind. Für ähnlichen Ursprungs hält Cornelius (59) schwarze Strichelchen, die Hornblenden mancher metamorphischer Gesteine ganz erfüllen. — In günstig gelegenen Schnitten kann man sich öfters überzeugen, daß die gleichnamigen optischen Bezugsachsen der Pyroxene und Uralite gegen die gemeinschaftliche c-Achse gleichsinnig geneigt liegen.

Der Uralit ist meist grün und zeigt dann sehr deutlich den Pleochroismus der grünen gemeinen Hornblende, c und b grün, a gelblichgrün; Uralit mit ungewöhnlichem Pleochroismus (blau und gelblichgrün) bei sehr starker Dispersion der Auslöschung beschrieben Larsen und Hunt (77) als Umwandlungsprodukt von Diopsid, der in Begleitung vanadinhaltiger Pyroxene bei Libby, Montana, auftritt, grünen (um Bronzit) neben braunem (um Augit) N. H. Kolderup (150).

G. Rose entdeckte den Uralit in sogen. Grünsteinen und Grünschiefern von Miask, Mostowaja, Jarewo, Nikolajewsk u. a. O. Die mikroskopische Untersuchung hat gelehrt, daß diese Uralitisierung eine in den Diabasen, Diabasporphyriten und verwandten Gesteinen überaus verbreitete Erscheinung ist, wenn dieselben in gefalteten Schichten eingebettet liegen. Die Diabase des rheinischen Schiefergebirges, des Harzes, des Fichtelgebirges usw. liefern leicht zugängliche Beispiele für diesen Vorgang. Unter den Migmatiten des Pellinge-Gebietes im südwestlichen Finnland spielen nach Sederholm (168) Uralitporphyrite eine große Rolle. — Ebenso, wenngleich nicht so allgemein, findet sich der Uralit in manchen Augitdioriten und Augitsyeniten. Den jüngeren Augitgesteinen fehlt die Uralitbildung im allgemeinen; sie tritt jedoch in den mesozoischen Felsarten dieser Familie sofort auf, wenn

dieselben den gleichen Prozessen unterlagen wie die paläozoischen. Auch da, wo Plagioklasaugitgesteine in den Kontakthöfen massiger Eruptivgesteine auftreten, findet sich die Uralitisierung der Augite. Diese Hornblende ist aber öfter braun und zeigt verschiedene, den verschiedenen Anwachspyramiden des Augits entsprechende Färbungen [nach Erdmannsdörffer (163)].

Die erste mikroskopische Beschreibung des Uralits gab H. Fischer (164).

Gesetzmäßige Umwachsungen von Augit durch Hornblende nicht uralitischer Art (beide mit eigener Form) kommen übrigens ebenfalls vor, z. B. erwähnt sie N. H. Kolderup (150).

Die Serpentinisierung der Hornblende (Taf. XIV, Fig. 3) wurde bereits p. 406 beschrieben.

Verwitterung. Dazu rechnet man gewöhnlich, aber vielleicht nicht mit Recht, die Umwandlung der Hornblenden in Chlorit unter gleichzeitiger Ausscheidung von Epidot oder Calcit und Quarz. Da der Chlorit sich dann weiter in ein Gemenge von Karbonaten, Limonit und Quarz umsetzt, so entstehen schließlich Pseudomorphosen dieser Substanzen nach Hornblende. Bei der Chloritisierung fasert sich die Hornblende aus und da die Chloritschüppchen sich von der Peripherie und den Spaltflächen aus wuchernd fortbilden, so kann eine solche Pseudomorphose einem Aggregat schilfiger Hornblende sehr ähnlich werden. Die niedrige Doppelbrechung des Chlorits schützt vor Verwechslung.

Künstl. Darst. Durch 3 Monate lange Erhitzung eines Gemisches von Kieselhydrogel und einer wässerigen Lösung von Tonerde, Eisenoxyd, Eisenoxydul, CaO, MgO und wenig NaOH, KOH auf 550° will Chrustschoff (155) Kriställchen von Hornblende erhalten haben. — Als zufällige Bildung in Schlacken wird Hornblende in älteren Mitteilungen bisweilen erwähnt; sie sind aber durch neuere Beobachtungen nicht bestätigt.

Vork. u. Varietäten. Gemeine Hornblende. Die eisenarmen gemeinen Hornblenden, welche man als Edenite bezeichnet, treten in einzelnen Individuen, rundlich eckigen Körnern, Stengeln und stenglig blättrigen Aggregaten in Begleitung von Phlogopit, Humitmineralien, Granat, Vesuvian, Diopsid, Apatit, Graphit, Spinell u. a. im körnigen Kalk und Dolomit auf. Auch verbinden sie sich mit mehreren dieser Begleiter zu konkretionären Massen in diesen Gesteinen. Farblos, ohne Pleochroismus mit $c : c = +15^0$ ungefähr, sind sie vom Tremolit nur chemisch durch den Nachweis des Al_2O_3-Gehaltes zu unterscheiden. A. K. Coomáraswámy (51) analysierte solchen Edenit aus körnigem Kalk von Ceylon. — Das von R. Beck (52) von der Långfallsgrube bei Räfvåla in Schweden als Amphibol-Anthophyllit beschriebene Mineral, lichtgraubraun, farblos durchsichtig, $\beta = 1{,}62—1{,}65$, $c : c = 6^0$ im Maxi-

mum hat SiO_2 52,89, Al_2O_3 1,59, Fe_2O_3 7,10, FeO 12,60, MgO 22,17, K_2O 2,23, H_2O 0,71, PbS 0,17, Sa. 99,46. — d = 3,24.

Gemeine Hornblende schlechthin nennt man die mit grünen Farben durchsichtigen Abarten, wie sie in den saureren Tiefengesteinen, in den Granit-, Syenit- und Dioritporphyriten, in den Gneisen und Amphiboliten weit verbreitet sind. Gelegentlich nimmt die Farbe einen bräunlichen Ton auf oder wird bräunlich mit Stich ins Grün, besonders für die Schwingungen parallel b, so auch in bräunlichen Hornblenden, die als Umwandlungsprodukt von Diabasaugit z. B. an der Winzenburg bei der Roßtrappe (Harz) und ähnlich bei Harzburg in Granit- und Gabbrokontakt entstanden sind.

In manchen Hornblendegesteinen des kristallinen Schiefergebirges spielt die Farbe des nach c schwingenden Strahls ins Blaue, so im Val Canaria und Val Piora und wird sogar rein blau. Das ist besonders bei sogen. Grünschiefern der Fall, die aus Gabbro, Diabas und Diabasschalsteinen hervorgingen, wie z. B. am Sulitjelma. L. Milch (53) beschrieb schon solche blaue Amphibole aus dem Taunus. Vom Glaukophan unterscheiden sich diese Hornblenden durch die weit größere Auslöschungsschiefe, $c : c = + 16^0$ bis 18^0. Ob hier eine Übergangsreihe von Aktinolith zu Glaukophan vorliege, ist wegen des Mangels an Analysen noch nicht sicher zu entscheiden. — Mit dem zuerst von Gümbel gebrauchten Ausdruck „schilfige Hornblende" werden besonders in der älteren Literatur parallelstenglige bis faserige Amphibolaggregate von stets ziemlich hellgrüner Farbe und geringem Pleochroismus benannt, welche — gern mit Chlorit und Epidot untermengt — in Diabasen, Grünschiefern und manchen Amphiboliten weit verbreitet sind. Es sind uralitische Umbildungen von ursprünglichen Augiten und gehören vielleicht z. T. eher dem Aktinolith als der Hornblende an. Im Gegensatz zu diesen schilfigen Aggregaten bezeichnet man die eigentliche Hornblende wohl als kompakt.

Karinthin (An. III, p. 520) ist eine im auffallenden Licht schwarze, im durchfallenden grüne Hornblende aus dem Eklogit der Saualpe in Kärnten.

Pargasit ist eine grüne gemeine Hornblende, die sich von allen andern durch den positiven Charakter der Doppelbrechung unterscheidet. Die nach c schwingenden Strahlen haben zuweilen einen Stich ins Rötliche. Sie findet sich eingewachsen in körnigem Kalk und in Wollastonitfels, auch in Para-Augit- und Para-Amphibolgneisen des Schwarzwaldes. Laitakari (135) zeigte, daß unter den Pargasiten von Parainen (die chemisch nicht gleichartig sind) ein solcher mit 1,90 F und 0,71 H_2O nach zweistündigem Glühen 0,3% an Gewicht verlor; die Dichte stieg von 3,069 auf 3,089, β von 1,616 auf 1,621; da also eine ansehnliche Menge flüchtiger Bestandteile ausgetrieben werden kann, ohne daß die Struktur der Kristalle leidet, scheint es ihm ausgeschlossen, daß F und OH am Bau der von Penfield und

Stanley (2) angenommenen verwickelten Radikale wesentlichen Anteil haben.

Soretit nannten L. Duparc und F. Pearce (54) eine chemisch den Pargasiten nahestehende Hornblende (SiO_2 40,52, TiO_2 1,71, Al_2O_3 10,99 Fe_2O_3 9,64, FeO 9,83, MnO Spur, MgO 11,82, CaO 12,33, Na_2O 2,38, K_2O 0,68, Glühverlust 0,50, P_2O_5 0,43, Sa. 100,44), welche mit Anorthit die wesentlichen Gemengteile eines Amphibol-Beerbachits bildet, der in schmalen Gängen den Koswit und Dunit am Koswinsky Kamen im nördlichen Ural durchfurcht. Die Formen sind (110), (010); Endflächen fehlen. Spaltung gut nach (110). — d = 3,223. — Optische Achsen in (010).

α_{na} = 1,6628,	β_{na} = 1,6765,	γ_{na} = 1,6856,	Δ = −0,0228,	c : c = +17°.	2 V = 82° 30′
= 1,6590,	1,6701	1,6806	0,0216	17° 30′	90°

Die erste Zahlenreihe wurde am Soretit aus Gängen im Dunit gefunden mit dem Pleochroismus c tiefgrünlich, b grünlich, a blaßgrünlichgelb, die zweite an solchen aus Gängen im Koswit mit c tiefbräunlich, b bräunlich, a sehr blaß gelblich. Dieser Amphibol ist in seiner Zusammensetzung ähnlich dem bläulichgrün durchsichtigen Amphibol der Luciitporphyre von Ernsthofen im Odenwalde.

Eine konstante Mikrostruktur besitzt die gemeine Hornblende nicht; sie umschließt gern Erze und Apatit oder andere assoziierte Mineralien, welche älter sind als sie. In manchen Eruptivgesteinen enthält sie in reichlicher Menge dieselben Einschlüsse wie Hypersthen und Diallag, in den kristallinen Schiefern sehr oft Rutil. — Parallele Verwachsungen mit Pyroxen sind nicht selten; alsdann liegt die Hornblende meistens randlich zum Pyroxen, mit dem sie die Achsen b und c, und gleichsinnige Lage von (001) gemein hat, um Pyroxenzwillinge nach (100) pflegt auch die Hornblende ebenso verzwillingt zu sein, diese Umwachsung ist vielfach wohl eine Pseudomorphosenbildung wie Uralit, in manchen Tiefengesteinen aber (Eläolithsyeniten von Portugal, Augitdioriten vieler Lokalitäten) wird man sie vielleicht als primär ansehen müssen. — Wo Hornblende mit Biotit verwachsen ist, scheint dieser älter zu sein und liegt dann gern mit seiner Basis auf den Spaltflächen der Hornblende.

Basaltische Hornblende. Eine Übersicht der bisherigen Versuche, die chemische „Formel" der basaltischen Hornblenden zu ermitteln, gab Xenia Galkin (55). — Sie sind stofflich durch das stärkere Hervortreten der Sesquioxyde und alkalihaltigen Moleküle und den hohen Eisengehalt, der Erscheinung nach durch die dunkleren, meist braunen Farben, den lebhafteren Pleochroismus, die vorzüglich spiegelnden Spaltflächen, die höhere Lichtbrechung und die größere Häufigkeit idiomorpher Begrenzung ausgezeichnet. Die Absorption der nach c schwingenden Strahlen gibt oft derjenigen bei Biotit nichts nach. Grün durchsichtige basaltische Hornblenden sind selten. Isomorphe Schichtung, wobei meistens verschieden

tiefbraun gefärbte Zonen, seltener braune und grüne Zonen, stets in geringer Zahl, meist nur als Kern und Schale wechseln, ist häufiger als an der gemeinen Hornblende (Taf. XVI, Fig. 6). Auch unregelmäßig fleckiger Wechsel der Farbe an einem Individuum sowie das Auftreten von grünen und braunen Individuen nebeneinander in demselben Gestein, zumal in Daciten und Andesiten, ist bekannt. Das Schema der Absorption ist für beide Farben $\mathfrak{c} = \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$. Doch beobachtete A. Osann (56) im Andesit vom Hoyazo, Cabo de Gata, Einsprenglinge mit $\mathfrak{a}$ hellgrüngelb, $\mathfrak{b}$ grünbraun, $\mathfrak{c}$ dunkelgrüngelb und $\mathfrak{b} > \mathfrak{c} > \mathfrak{a}$. Der Winkel $\mathfrak{c} : \mathfrak{c}$ wechselt von 12^0—0^0 im stumpfen Winkel β. — Die Hornblende des Porphyrits von La Rasta bei Recoaro zeigt längs ihrer Ränder, Sprünge und Spaltrisse auffallende Änderungen der Färbung $\parallel\mathfrak{b}$ von braun in grün, $\parallel\mathfrak{c}$ von hellgelbbraun in lichtgelbgrün ($\parallel\mathfrak{a}$ unverändert) und eine feine faserige Absonderung $\parallel(010)$ und ? (001) die ähnlichen Ursprungs zu sein scheinen, wie die p. 341 beim Hypersthen von Mocsvar beschriebenen. Die Hornblende aus den Basalttuffen Böhmens zeigt nach Liebisch (57) besonders deutliche Absorptionsbüschel.

Diese typische basaltische Hornblende, für welche die Einführung des Breithaupt'schen Namens Syntagmatit gewiß angezeigt wäre, und zu welcher auch der Barkevikit gehört, tritt ohne, selten mit idiomorpher Begrenzung in den Alkalisyeniten, Eläolithsyeniten, Essexiten und Theralithen, aber ebenso in dem typischen, sehr basischen Hornblendegabbro auf. In dem Gabbro von Ivrea hat sie nach Fr. R. van Horn (58) bei braunen und gelben Tönen die Absorption $\mathfrak{b} > \mathfrak{c} > \mathfrak{a}$, $\mathfrak{c} : \mathfrak{c} = + 14^0\,30'$—$15^0\,30'$ und über 2,5 % chemisch gebundenes Wasser. — Vorzüglich idiomorph erscheint sie in manchen Dioritporphyriten, in vielen lamprophyrischen Ganggesteinen, in den Trachyten, Phonolithen, Daciten, Andesiten, Trachydoleriten und Tephriten, sowie in gewissen Basalten. Sie bildet hier Einsprenglinge von sehr früher Ausscheidung aus den Magmen und umschließt die noch älteren Begleiter, Apatit, Zirkon, Magnetit, Ilmenit, sowie Glaseinschlüsse. Ob eine bisweilen vorkommende Durchstäubung mit opaken Körnchen (wohl Eisenerze), die sich bis zum Undurchsichtigwerden des Wirtes steigern kann, primär oder sekundär sei, ist schwer zu entscheiden, das letztere aber wahrscheinlich (s. Opacitrand p. 525). Eine zweite mikrolithische Generation dieser Hornblende ist sehr verbreitet in den lamprophyrischen Ganggesteinen, ja für diese geradezu bezeichnend, dagegen außerordentlich selten in den Ergußgesteinen, z. B. nach V. M. Goldschmidt (153) in Trachydolerit von Nordwest-Spitzbergen.

Verwachsungen dieser basaltischen Hornblende kommen vor mit Pyroxen und mit arfvedsonitischen Hornblenden, die dann beide peripherisch liegen.

Barkevikit nannte W. C. Brögger (60) eine tief sammetschwarze, stark glänzende Hornblende von schmutzig dunkelolivgrünem Strich, braun

im durchfallenden Licht, mit den Formen der basaltischen Hornblende d = 3,428. — b = $\mathfrak{b}$, Auslöschungsschiefe etwa 12° 30′ im stumpfen Winkel β. Absorption am stärksten für die Welle, deren Schwingungen wenig geneigt zu der Prismenachse liegen (tiefbraun), schwächer für den parallel der Symmetrieachse schwingenden Strahl (rötlichbraun); der dritte Strahl hat hellbräunlichgelbe Farbe. Rosenbusch fand ergänzend, daß der Vertikale zunächst $\mathfrak{c}$ liegt mit $\mathfrak{c} : \mathfrak{c} = 14^0$, also $\mathfrak{c} > \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$, und daß $\mathfrak{a}$ die spitze Bisektrix ist[1]). Spaltwinkel nach Brögger 55° 44,5′, (Langesund), nach v. Kraatz-Koschlau 55° 43′ und 55° 40′ (Serra de Monchique). Die chemische Zusammensetzung ist diejenige eines sesquioxyd- und Na_2O-reichen Syntagmatits mit etwas TiO_2, in welchem MgO (1,11%) fast ganz durch FeO (19,93%) ersetzt ist.

Eine ähnliche Hornblende beobachtete bald darauf auch Lacroix (61) im Nephelinsyenit von Pouzac. Eine scharfe Trennung des Barkevikits von der basaltischen Hornblende ist nicht durchführbar. Man gebraucht den Namen mit Vorliebe für die R_2O_3- und TiO_2reichen basaltischen Hornblenden mit nicht unbeträchtlichem Gehalt an Alkalien. Auch die Ätzfigur des Barkevikits (p. 519, Fig. 119, 4) ist die der basaltischen Hornblenden. Der Unterschied gegenüber den Syntagmatiten liegt in dem hohen Gehalt an FeO, der ebenso wie die Alkalien den Barkevikit als Zwischenglied nach den arfvedsonitischen und Alkalihornblenden erkennen läßt. Besonders reich an Barkevikit sind nach Lacroix (62) die Alkaligesteine am Golf von Ampasindava in Nordwest-Madagaskar.

Zu den an TiO_2 reichen basaltischen Hornblenden gehört auch das von J. Lorenzen (63) analysierte und Kaersutit genannte Amphibolmineral. Die bis zu 5 cm langen und bis zu 5 mm dicken Säulen zeigen nach freundlicher Mitteilung des Herrn N. V. Ussing die Formen (110), (011) ($\bar{1}01$), seltener ($\bar{1}21$) und (010) mit $110 : \bar{1}10 = 55^0\,35'$, $\bar{1}01 : 011 = 34^0\,16'$, $\bar{1}01 : \bar{1}10 = 76^0\,51'$, $110 : 011 = 68^0\,44'$. — d = 3,237. — $\mathfrak{c} : \mathfrak{c} = 10^0$ etwa im stumpfen Winkel β, etwas größer für Rot als für Grün. — $\mathfrak{c}$ dunkelrotbraun, $\mathfrak{b}$ fast ebenso, $\mathfrak{a}$ hellbraun. — SiO_2 41,38, SnO_2 0,26, TiO_2 6,75, Al_2O_3 14,41, FeO 11,28, MgO 13,51, CaO 12,97, Sa. 100,56.

Wright (64) fand bei noch höherem Gehalt an TiO_2 (10,25%) kein SnO_2, dagegen 4% Alkalien. Die Auslöschung auf (110) zeigte eine merkliche Dispersion $\varrho > v$; es war $\alpha = 1{,}676$, $\beta = 1{,}694$, $\gamma = 1{,}708$, $\Delta = +\,0{,}032$ (Na). Daraus $2V = 82^0\,6'$ (beob. 81°). Nach Steenstrup bildet der Kaer-

[1]) Rosenbusch fand nach der Mallard schen Methode an einem Präparate nach (100) den Winkel $2E_a = 54^0\,18'$ als Mittel aus mehreren ziemlich gut stimmenden Messungen. Doch hat diese Messung nur den Wert einer ungefähren Bestimmung, da die Hyperbeln sehr breit waren infolge der zur Durchsichtigkeit nötigen Dünne und das Präparat selbstverständlich nicht ganz senkrecht zur Bisektrix lag. Die Dispersion war deutlich $\varrho < v$.

sutit mit triklinem Feldspat, Titaneisen und einem astrophyllitähnlich aussehenden Glimmer sowie etwas Schwefelkies und durch Zersetzungsvorgänge entstandenen Zeolithen (Analcim), Calcit und Quarz 2—6 Zoll breite Spaltenausfüllungen in einem 120 Fuß mächtigen Lager eines Peridotits in den Komeschichten Heer's bei Kaersut im Umanaksfjord in Nordgrönland. Das Gestein und die Natur der farbigen Gemengteile erinnert an Teschenite und Camptonite. — Sehr ähnlich ist der von Washington (64) beschriebene Amphibol aus Lapillis des Mte. Rosso auf Linosa, mit d = 3,336; hier ist aber das Eisen wesentlich als Oxyd vorhanden, $c : \mathfrak{c} = -1{,}4^0$ (im spitzen Winkel β), optische Achsen in (010), $\alpha = 1{,}692$, $\beta = 1{,}730$, $\gamma = 1{,}760$, $\Delta = -0{,}068$ (!). Daraus $2V = 79^0\ 54'$ (beob. 71—72°); $\mathfrak{c}$ dunkelbraun > $\mathfrak{b}$ braun > $\mathfrak{a}$ blaß-oliv.

In den Gesteinen der foyaitischen, selten in denen der theralitischen Magmen und auffallenderweise ganz vorwiegend in den Tiefenformen dieser tritt eine Reihe sesquioxyd- und alkali-, auch TiO_2-haltiger Amphibole auf, welche durch eigentümlich braunolivgrüne, auch ins Violette und Bläuliche spielende Farben im durchfallenden Lichte, einen eigentümlichen Pleochroismus, größeres bis über 30° steigendes $c : \mathfrak{c}$ im stumpfen Winkel β, meistens geringes Δ, kleines bis sehr kleines 2V und deutliche Bisektricendispersion $\mathfrak{c} : \mathfrak{c}_\varrho < \mathfrak{c} : \mathfrak{c}_v$ ausgezeichnet sind. Es fehlt für diese an einer gemeinsamen Bezeichnung; sie erscheinen in der Literatur z. T. als barkevikitische, z. T. als arfvedsonitische, z. T. als Alkaliamphibole. Solche Hornblenden wurden von F. E. Wright (65) von Beverley, Conn. und aus der Gegend von Rio de Janeiro beschrieben und analysiert, und ebenso von Ussing aus Grönland, von W. Ramsay aus Kola nachgewiesen. Bei den Verwachsungen derselben mit barkevikitischer Hornblende kann man oft einen ganz allmählichen Übergang in diese nachweisen. Die Anal. 9 p. 139 der Elemente der Gesteinslehre (1923) bezieht sich auf den Amphibol von Beverley. — Zu diesen an Alkali und Eisen reichen Hornblenden gehört auch als ein Grenzglied die von A. Osann (66) analysierte und beschriebene Hornblende aus Sanidinit von der Lagoa de Fogo auf S. Miguel, welche Brögger wegen ihrer Absorption $\mathfrak{b} > \mathfrak{c} > \mathfrak{a}$ schon zum Katophorit stellt. Osann gibt d = 3,43, $110 : \bar{1}10 = 55^0\ 33'$, und die Formen (110), (010), ($\bar{1}01$), (011), ($\bar{1}21$). Farbe bald grün, bald braun, auch in Flecken an einem und demselben Kristall wechselnd, $\mathfrak{c} : c = 23^0$ auf 110, etwa 34° auf 010. Starke Dispersion $\varrho > v$. Sehr schwache Doppelbrechung. Für die braunen Kristalle ist $\mathfrak{a}$ braun, $\mathfrak{b}$ dunkelbraun, fast schwarz, $\mathfrak{c}$ dunkelgrünbraun. Umwächst in paralleler Stellung den vergesellschafteten Ägirinaugit.

Die von W. C. Brögger (67) als Katophorite aus den tinguaitischen Ganggesteinen des Christianiagebietes beschriebenen, aber bisher nicht analysierten Amphibole sind charakterisiert durch $c : \mathfrak{c} = +30^0$—60^0 im

stumpfen Winkel β, Absorption $\mathfrak{b} > \mathfrak{c} > \mathfrak{a}$ und rötliche Absorptionsfarben. Er gibt für

	$\mathfrak{c} : \mathfrak{c}$	$\mathfrak{a}$	$\mathfrak{b}$	$\mathfrak{c}$
Katophorit, Geröll Lougenthal	31° ca.	heller gelbrot	braunrot	hellgelbrötlich
„ Grusletten	41° ca.	rötlichgelb	braunrot	hellgrünlichgelb
„ Kaptainshöiden	58° ca.	hellrötlichgrau	bräunlichrot bis grünlich braun	hellgrünlichblau

Am Katophorit vom Gilgil in Ostafrika fand G. T. Prior (68) $\mathfrak{a}$ rosarotgelblich, $\mathfrak{b}$ rosarot, $\mathfrak{c}$ blaß rötlichbraun.

Osann (69) beobachtete katophoritähnliche Hornblende auch in dem orenditartigen Muttergestein des Apatits von Jumilla (Spanien). Die Katophorite werden oft von Arfvedsonit und Ägirin umwachsen, bald nur von einem dieser, bald von beiden und dann in der gegebenen Folge. Brögger sieht in diesen Katophoriten eine zwischen Barkevikit und Arfvedsonit liegende Mischungsreihe. Für eine richtige Auffassung der hier als Syntagmatite, Barkevikite, arfvedsonitische Amphibole und Katophorite beschriebenen Glieder fehlt zurzeit noch die ausreichende chemische und optische Grundlage.

III. Die Gruppe der Alkaliamphibole

zerfällt nach ihrem chemischen Bestande, ihrem Habitus und der Art ihres Vorkommens in zwei Abteilungen: eine eisenarme, lichtblau gefärbte, die wesentlich, wenn nicht ausschließlich, auf die kristallinen Schiefer beschränkt ist, und eine eisenreiche, dunkel gefärbte, aber mit blauen Farben durchsichtige, die in ihren wichtigsten Gliedern in den Eruptivgesteinen zu Hause ist. Zu der ersten Gruppe, die wir Glaukophane nennen, gehören der Glaukophan, der Gastaldit, der Szechenyit und der Holmquistit, zu der zweiten der Arfvedsonit, der Riebeckit, Hastingsit und Crossit; sie heißen die Arfvedsonit-Riebeckit-Reihe[1]).

Für die Orientierung dieser Amphibole zueinander und zu den Strahlsteinen und Hornblenden im engeren Sinne, z. B. hinsichtlich der Auslöschungsrichtungen ist maßgebend ihre gegenseitige Stellung bei Verwachsungen nach W. Croß (72). Die Mannigfaltigkeit in der Zusammensetzung und den optischen Eigenschaften ist eine sehr große, die Erklärung ihres Zusammenhanges ist bisher nicht gelungen, sie wird durch die dunkle Färbung, die starke Dispersion der optischen Bezugsachsen mancher Glieder bei geringer Stärke der Doppelbrechung sehr erschwert. Letztere hat namentlich zur Folge, daß die Aenderungen von α, β und γ, die mit dem Wechsel

[1]) G. Murgoci (73) gab eine graphische Darstellung der chemischen Verwandtschaftsverhältnisse der blauen Hornblenden und eine neue Einteilung derselben, suchte auch nach Beziehungen zwischen ihrer chemischen Zusammensetzung und Färbung, auch mit Rücksicht auf den Pleochroismus.

der Zusammensetzung eintreten, nur klein zu sein brauchen, um doch schon große Änderungen in der Lage der optischen Achsen und damit auch der Auslöschungsrichtungen nach sich zu ziehen.

Die Glaukophane.

Chem. Zus. Wesentlich $Na_2Al_2Si_4O_{12}$ mit dem Betrage nach wechselnder Beimischung des Moleküls $Na_2Fe_2Si_4O_{12}$ und der Aktinolithmoleküle nach der durch G. Tschermak begründeten Auffassung. Den chemischen Bestand zeigen die folgenden Analysen:

	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO_2	55,64	57,81	56,65	56,71	55,43	58,55	55,02
Al_2O_3	15,11	12,03	12,31	15,14	12,26	21,40	4,53
Fe_2O_3	3,08	2,17	3,01	9,78	—	—	1,04
FeO	6,85	5,78	4,58	4,31	8,07	9,04	3,28
MnO	0,56	—	—	—	Sp.	—	—
MgO	7,80	13,07	12,29	4,33	8,67	3,92	20,36
CaO	2,40	2,20	2,40	4,80	2,91	2,03	8,00
Na_2O	9,34	7,33	7,93	4,83	9,02	4,77	6,71
K_2O	—	—	1,05	0,23	—	—	0,52
H_2O	—	—	—	—	2,87	—	0,51
Sa	100,78	100,39	100,02	100,15	98,23	99,71	100,97
d	3,101	3,091	3,110	2,991	—	3,044	3,033

I Glaukophan, Syra, Luedecke, Z. D. G. G. **28**. 253, 1876.
II „ Zermatt, Bodewig, Pogg. Ann. **158**, 228, 1876.
III „ Ile de Groix, Schluttig, Z. X. **13**, 73, 1888.
IV „ Shikoku, Japan, Yoshida, Journ. Imp. Univ. Japan **1**, 1886, 1.
V „ Val de Gressoney, Piemont, Zambonini, Rend. R. Accad. Lincei **1**, 1902, 207.
VI Gastaldit, St. Marcel, Cossa, ibidem **2**, 1875, 33.
VII Szechenyit, Birma, J. Krenner, Z. X. **31**, 502, 1895.

Morph. In den Winkeln bisher nicht sicher von anderen Hornblenden zu unterscheiden. Kristalle mit Endflächen äußerst selten; an solchen vom Val de Gressoney Endflächen nur mit Hilfe aufgelegter Glasplättchen von Bodewig (74) gemessen. (110), (010); selten (100), sehr selten (011), ($\bar{1}01$).

$110 : 1\bar{1}0 = 55^0\,16'$; Zambonini (75) fand bei angeblich sehr genauen Messungen $110 : 1\bar{1}0 = 54^0\,58'$.

Fig. 123.

Fast stets nur Stengel und blättrig-stenglige Aggregate bis zu feinsten Fasern. — Zwillingsbildung nach (100) recht selten.

Koh. Vollkommen spaltbar nach (110) mit $110 : 1\bar{1}0 = 54^0\,55'$—$55^0\,30'$ am Glaukophan, $55^0\,35'$ am Gastaldit, Querabsonderung angenähert senkrecht zur Prismenachse. — Ätzfigur mit Flußsäure auf (110) nach Daly, wie Fig. 123, 1 und 2 für Glaukophan und 3 für Crossit.

Opt. Glasglanz, auf Spaltflächen ins Perlmutterartige. — Farbe blau, lavendelblau, dunkelblau bis bläulichschwarz. Strich graublau. — Kräftige Brechung und negative Doppelbrechung. Optische Achsen in der Symmetrieebene. $b = \mathfrak{b}$, $c : \mathfrak{c} = 4^0$—6^0 im stumpfen Winkel β. — Achsendispersion kräftig $\varrho < v$.

		α	β	γ	Δ	c : c	2 V
Glaukophan.	Ile de Groix. Wallerant (76)	1,6212	1,6381	1,6390	— 0,0178	—	—
„	Zermatt. Bodewig (74) . . .	—	—	—	—	+ 4° 16′	85° 35′ (2E)
Gastaldit, Aosta.	Kreutz (10)	1,630 (0)	1,646 (3)	1,648 (8)	0,018 (8)	4—8°	42° 24′ rot
„ „	„ (10)	1,6396	1,6563	—	—	6°	43° 58′ [1])

Nach A. Michel-Lévy und Lacroix (79) ist $\Delta = -0{,}022$ am Glaukophan von Ile de Groix, — 0,024 am Gastaldit von Aosta.

Für die Dispersion ist[2]) nach Bodewig (74)

$c : \mathfrak{c} = + 4^0\,24'$ für Li, $+ 4^0\,16'$ für Na, $+ 4^0\,13'$ für Tl.
$2E = 84^0\,42'$ „ „ $85^0\,35'$ „ „ $86^0\,39'$ „ „

Nach Kreutz (10) ist die Dispersion der Doppelbrechung sehr schwach.

Pleochroismus lebhaft: $\mathfrak{a}$ fast farblos bis gelblichgrün, $\mathfrak{b}$ rötlichviolett bis bläulichviolett, $\mathfrak{c}$ himmelblau bis ultramarinblau, selten grünlichblau bis graublau. — Einen abnormen Pleochroismus gibt Koto (80) vom Glaukophan der Insel Shikoku (Japan) an, $\mathfrak{a}$ bläulichgrün, $\mathfrak{b}$ lavendelblau, $\mathfrak{c}$ bläulichbraun mit $c : \mathfrak{c} = 11^0$.

Ktenas (81) beobachtete in dem Vorkommen von den Kykladen auch pleochroitische Höfe um Zirkon, ebenso Mügge (46) solche in Glaukophanquarzit (Geschiebe, Gotland). Derartige Verfärbungen (verbunden mit Verstärkung und anscheinend starker Dispersion der Doppelbrechung) entstehen nach Mügge (46) schon nach kurzer (32 Tage) Einwirkung von Radium; sie verschwinden wieder langsam beim Erhitzen auf 200°, augenblicklich in der Bunsen-Flamme.

Phys.-Chem. Nach Oebbeke (82) ändert sich die Farbe durch Glühen in dunkelbraun $\parallel \mathfrak{c}$, hellgelb bis farblos senkrecht dazu (in 010?); nach Wichmann (50) sinkt dabei die Auslöschungsschiefe auf 0°. — Schmilzt v. d. L. leicht unter gelber Flammenfärbung zu olivgrünem Glase. Schmelzpunkt für Glaukophan von Syra nach Doelter 1050—1055°, für Gastaldit von S. Marcel 1040°. Aus der Schmelze des letzteren kristallisierte ein Gemenge von Magnetit, Augit und ? Albit, es handelt sich also wohl nicht um kongruentes Schmelzen. — Von Säuren wenig angegriffen.

Colomba (103) beschreibt eine Umwandlung des Glaukophans in Chlorit nebst Albit (Ab_8An_1), etwas Epidot und Hämatit. Der Glaukophan

---

[1]) Strüver (78) gibt $2E = 70^0$ für rot und grün, 68° für blau.

[2]) Die von Larsen und Hunt (77) für eine „glaukophanartige" Hornblende angegebene Auslöschungsschiefe auf (010) von 35° für Tl, 41° für Na und 45° für Li würde eher für Anophorit sprechen.

tritt im Glimmerschiefer und eingelagertem Kalk am Fuß der Felswand auf, welche die Basis des Seguret unfern Oulx in der Beaune bildet.

Vork. Der Glaukophan wurde in Glimmerschiefern, Eklogiten und körnigen Kalken der Insel Syra entdeckt und von Luedecke (83) ausführlich beschrieben, dann unter ähnlichen Verhältnissen bei Zermatt, Aosta und in den Waldenser Tälern Piemonts aufgefunden. G. H. Williams (84) beschrieb ihn von Germagnano und der Riviera, A. Stelzner (85) aus einem erratischen Block der Walliser Alpen, Fr. Becke (86) aus dem Phyllitgneis des Salamvriatales in Griechenland und aus Schiefern von Süd-Euböa, Ch. Barrois (87) und A. von Lasaulx (88) von der Insel Groix an der bretonischen Küste. Eine glaukophanähnliche Hornblende erscheint auch in den von Brögger (172) beschriebenen kalkreichen Silikatgesteinen des Fengebietes bei Kristiania.

In Eklogiten der kalifornischen Küste beobachtete ihn schon Michel-Lévy (89). Über seine außerordentliche Verbreitung in Kalifornien berichteten G. F. Becker (90), Turner (91) u. a. — Auch in den Serpentinen Neu-Caledoniens fand ihn schon Michel-Lévy (89), von dort wurde er später durch Liversidge (92) beschrieben. — Wegen seiner auffallenden blauen Farbe ist Glaukophan auch in den detritischen Sedimenten vielfach wieder gefunden.

Den Gastaldit beschrieb Strüver (78). Von diesem zur gemeinen Hornblende und zum Aktinolith gibt es anscheinend eine ganze Reihe von Zwischenformen (vielfach mit c = blau), Hudsonit[1]) scheint eine solche zu sein. Je näher sie dem Glaukophan stehen, um so farbloser ist der nach a schwingende Strahl, je näher sie dem Aktinolith kommen, um so mehr verschwindet das Violett im Pleochroismus und a und b bekommen grüne Farbentöne. Gleichzeitig scheint $c : c$ zu wachsen. — Es verdient betont zu werden, daß c im Glaukophan wie im Strahlstein im stumpfen Winkel β liegt, der an dem Verlauf der Querabsonderung der Prismen, welche (ungefähr) (001) folgt, in der Regel zu erkennen ist.

Charakteristische Begleiter des Glaukophans sind Omphazit, Granat, Epidot, Zoisit, Strahlstein, Lawsonit, heller Glimmer, Sprödglimmer und

[1]) Hudsonit aus einem Quarzgang in der Stadt Cornwall, Orange Co., N. Y. mit der Zusammensetzung SiO_2 = 36,86, TiO_2 = 1,04, Al_2O_3 = 12,10, Fe_2O_3 = 7,41, FeO = 23,35, MnO = 0,77, CaO = 10,59, MgO = 1,90, Na_2O = 3,20, K_2O = 1,20, H_2O = 0,60, hygroskop. Wasser = 0,70, Sa. = 99,72; d = 3,5, H. = 4,5—5, Spaltung nach dem Hornblendeprisma und vorzügliche Teilbarkeit nach c (001), verbunden mit polysynthetischer Zwillingslamellierung nach dieser Fläche, wurde von S. Weidmann (94) als Amphibol erkannt, früher für einen Pyroxen gehalten. Weidmann bestimmte ferner $c : c = 9^0$ im stumpfen Winkel β, a hellolivgrün, b grün mit schwachem Stich ins Gelbliche, c grün mit schwachem Stich ins Blau. — Madagassischer Hudsonit ist nach Lacroix (170) durch kleinen Achsenwinkel ausgezeichnet.

Rutil. Über die genetischen Beziehungen des Glaukophans hatte sich Rosenbusch (95) dahin ausgesprochen, daß er nie als Gemengteil von Eruptivgesteinen auftrete. Die Erfahrung hat dies weitgehend bestätigt. So erscheint er nach L. Milch (96) als Umwandlungsprodukt basischer Ganggesteine (namentlich Lamprophyre) vom Elek-Dagh (nördl. Kleinasien), nach J. P. Smith (97) in den verschiedenartigsten Sedimenten, Eruptivgesteinen und ihren Tuffen, aus ihnen offenbar entstanden durch Kontaktmetamorphose unter Zufuhr von Alkalien der Eruptivmassen, nach Niethammer (98) in Pseudomorphosen nach rhombischem Pyroxen in Hypersthendiorit von Java, nach Grubenmann (99) im Bagnetal des Wallis als Abkömmling von Theralithen und ihren Tuffen. Weitere Vorkommen (Kroatien, Attika, Anglesey, Japan, Kalifornien) sind von Washington (100) nach ihrer mutmaßlichen Genese besprochen. — Denaeyer (171) beobachtete in einem Diorit von In Ouzel (zentrale Sahara) daß die farblose, aus Pyroxen entstandene (uralitische) Hornblende überall da einen blauen Rand zeigte, wo sie sich mit Plagioklas berührte.

Die von Washington (101) aus Sölfsbergit und von Johnsen (102) aus Natronsyenit von Miask als ursprüngliche Gemengteile beschriebenen Glaukophane nähern sich mindestens den Riebeckiten.

Als Szechenyit bestimmte J. Krenner (104) ein früher für Diallag gehaltenes Mineral im Jadeit von Birma. Es bildet Stengel von 2 mm Dicke und 10 mm Länge. Spaltung vorzüglich nach einem Prisma mit $110 : 1\bar{1}0 = 56^0\,8'$. Lichtgrünlichbraun bis bräunlichgrün und schwärzlichgrün. Auslöschungsschiefe auf 010 zu $16^0\,16'$, auf 110 zu $14^0\,12'$ gemessen. — Analyse VII, p. 536.

In kontaktmetamorphen Kalken von Madagaskar beobachtete Lacroix (105) zusammen mit Diopsid große Mengen einer von ihm Imerinit genannten Hornblende, die in ihrem hohen Gehalt an Mg und Alkalien, ihrem geringen an Fe und Al dem Szechenyit ähnelt, aber ärmer an Ca ist. Sie zeigt (bei nur 0,41 TiO_2) sehr starke Dispersion, $a : c = 45^0$, a = bläulichgrün, b violettblau, c gelblichgrün; optische Achsen in (010), Doppelbrechung negativ.

Holmquistit nannte Osann (106) einen Glaukophan von Utö mit 60,45 SiO_2, Sp. TiO_2, 7,70 Al_2O_3, 9,68 Fe_2O_3, 4,38 FeO, — MnO, 12,12 MgO, — CaO, 1,12 Na_2O, 0,54 K_2O, 2,13 Li_2O, 0,09 H_2O 110°, 2,28 H_2O 110°—1250°, 0,43 F; Sa. 100,92. In ihr übertrifft also der molekulare Gehalt an Si den von Na + K um das Dreifache, während Ca fehlt. $110 : 1\bar{1}0 = 55^0\,48'$; Endflächen fehlen, Nadeln und Fasern. $c : c = 2—3^0$, optische Achsen in (010), Doppelbrechung negativ, $2E = 68^0\,56'$ (ca.); c = himmelblau, b violett, a sehr hell grüngelb. Nach dem Glühen rotbraun.

Der Holmquistit erscheint in kleinen Porphyroblasten in leptitischem Grundgewebe von Quarz, Orthoklas, wenig Glimmer und Turmalin und ist wahrscheinlich pneumatolytisch im Zusammenhange mit der Intrusion von Li-Pegmatiten entstanden.

Die Arfvedsonit-Riebeckitreihe

ist in allen ihren Gliedern charakterisiert durch den hohen Gehalt an Fe und Na; sie zerfallen in zwei Abteilungen, deren erste (Arfvedsonit) durch den geringen Betrag an Sesquioxyden gekennzeichnet wird, während in der zweiten die Sesquioxyde beträchtlich anschwellen, und zwar bei Hastingsit mit angenähert gleicher Beteiligung von Al_2O_3 und Fe_2O_3, bei Riebeckit, Krokydolith und Crossit mit ausschließlichem oder doch stark herrschendem Fe_2O_3, wie die folgende Tabelle zeigt.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO_2 . . .	43,85	47,08	49,10	50,01	49,55	49,83	49,65	51,79
TiO_2 . .	—	—	—	—	0,34	1,43	—	1,28
Al_2O_3 . .	4,45	1,44	5,50	—	0,97	—	1,34	0,68
Fe_2O_3 . .	3,80	1,70	4,20	28,30	16,52	14,87	17,66	14,51
FeO . . .	33,43	35,65	27,70	9,87	20,38	18,86	19,55	21,43
MnO . . .	0,45	—	0,50	0,63	1,30	1,75	—	1,15
MgO . .	0,81	—	0,17	0,34	0,16	0,41	—	0,10
CaO . . .	4,65	2,32	0,13	1,32	0,90	—	3,16	1,28
Na_2O . .	8,15	7,14	10,50	8,79	6,53	8,33	7,61	6,16
K_2O . . .	1,06	2,88	1,60	0,72	0,85	1,44	—	1,10
H_2O . . .	*0,15	2,08	—	—	1,85	*0,20	*1,67	1,30[1])
Sa. . .	100,80	100,29	99,40	99,98	99,35	97,87	100,64	100,99
d . . .								3,391

* Glühverlust

	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI
SiO_2 . . .	34,18	51,89	51,03	55,06	55,02	49,79	37,49	36,21
TiO_2 . .	1,53	—	—	—	—	5,37	0,86	—
Al_2O_3 . .	11,52	—	—	0,49	4,75	1,98	10,81	0,79
Fe_2O_3 . .	12,62	19,22	17,88	15,48	10,91	7,54	7,52	34,57
FeO . . .	21,98	17,53	21,19	7,40	9,45	9,18	25,14	3,56
MnO . .	0,63	—	—	—	Sp.	0,36	0,95	0,67
MgO . .	1,35	2,43	0,09	11,49	9,30	11,59	1,34	7,87
CaO . . .	9,87	0,40	—	0,98	2,38	3,16	9,77	10,53
Na_2O . .	3,29	7,71	6,41	6,38	7,62	7,12	2,06	4,08
K_2O . . .	2,29	0,15	—	0,80	0,27	1,85	1,91	0,93
H_2O . . .	*0,35	2,36	2,64	1,98	—	1,52	2,01	0,50
Sa. . .	99,61	101,71	99,94	100,06	99,70	100,26	99,86	99,71
d . . .				3,13—3,16		3,166		

*Glühverlust.

[1]) Oberhalb 115°; unterhalb 115° außerdem 0,10 und 0,20 F, für das 0,09 von Summe abgehen.

I Arfvedsonit, Kangerdluarsuk. Lorenzen, Min. Mag. **5**, 53, 1882.
II „ „ Berwerth, S. W. A. **85**, 168, 1882.
III „ San Pietro, Sardinien. Bertolio, Boll. R. Com. geol. Roma 1896, 416.
IV Riebeckit, Socótra. Sauer, Z. D. G. G. **40**, 139, 1888.
V „ El Paso, Col. U.S.A. König, Z. X. **1**, 431, 1876 (mit 0,75 ZrO_2).
VI „ Cevadaes, Portugal. Hlawatsch bei Osann, N. J. 1907 II, 117.
VII „ Cape Ann, Mass. U.S.A. Nach persönlicher Mitteilung an R. von M. Gregory.
VIII „ Quincy, Mass. Palache und Warren (108).
IX Hastingsit, Dungannon, Hastings Co. Ontario. Harrington, Am. Journ. **1**, 210, 1896.
X Krokydolith, Südafrika. Renard und Klément, Bull. Ac. R. Belg. **8**, No. 11, 1884.
XI „ Cumberland, Rh. J. U.S.A. Chester und Caires, Am. Journ. **34**, 109, 1887.
XII Rhodusit, Gegend von Sklipio, Insel Rhodus. v. Foullon, S. W. A. **100**. März 1891.
XIII Crossit, Berkeley. Palache, Univ. Calif. Bull. Dep. geol. **1**, 181, 1894.
XIV Anophorit, Katzenbuckel, Odenwald. Freudenberg, Mitt. Bad. Geol. Land. **6**, 32, 1908.
XV Hastingsit, Almunge. Quensel, Centralbl. 1915, 206.
XVI Speziait, Riondello bei Traversella. Colomba, Atti R. Acc. Sc. Torino **49**, 1913/14.

Arfvedsonit.

Chem. Zus. Wesentlich $Na_2Fe_3^{II}Si_4O_{12}$, zuweilen auch Ti qualitativ nachgewiesen.

Morph. Monoklin, holoedrisch; 0,5569 : 1 : 0,2978, $\beta = 73^0\,2'$ Brögger. (110), (010); selten und klein (100), (011), ($\bar{1}01$), (101), (031), ($\bar{1}21$). Habitus dick säulenförmig, nie vertikal gestreift und nie in den schlanken Mikrolithen, wie der Ägirin. Endflächen in den Gesteinen selten. — Stenglige Aggregate, Blätter, Körner. Zwillingsbildung nach (100).

110 : $1\bar{1}0$	$= 56^0\,5'$	010 : 011	$= 74^0\,6'$	031 : $0\bar{3}1$	$= 81^0\,2'$
011 : $01\bar{1}$	$= 31^0\,48'$	100 : 101	$= 75^0\,44{,}5'$	$\bar{1}21$: $\bar{1}\bar{2}1$	$= 60^0\,0'$

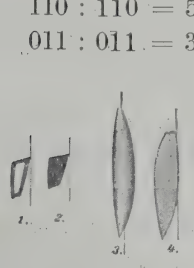


Fig. 124.

Koh. Spaltung vollkommen nach (110), weniger gut nach (010). Bruch uneben. — Ätzfigur, bei Behandlung mit HF wie auf p. 511 angegeben, nach R. Daly (14) gibt Fig. 124, 3 und 4 wieder. — H. = 5,5—6. — d = 3,44—3,46.

Opt. Glasglanz. Farbe schwarz. Strichfarbe tief graublau. Starke Brechung, schwache bis sehr schwache Doppelbrechung. Starke Bisektricendispersion und daher unvollkommene Auslöschung in den nicht in der orthodiagonalen Zone gelegenen Schnitten. $c : \mathfrak{a}_\varrho < c : \mathfrak{a}_v$.

Kreutz (10) beobachtete auf (010) eine Dispersion der Auslöschung zwischen Rot und Blau bis zu 20^0, fand aber auch im homogenen Licht (für Gelb) keine vollständige Auslöschung. — 2 V groß, optischer Charakter wahrscheinlich positiv nach W. C. Brögger (109), negativ nach N. V. Ussing (110). — Optische Achsen in (010). $b = \mathfrak{b}$, $c : \mathfrak{a}$ schwankend von -10^0—14^0 und darüber im spitzen Winkel β (Fig. 125), nach V. Hackman (111) 18^0 auf 010. — Pleochroismus kräftig.

	a grünlichblau	b blau bis graublau	c grünlichgrau ins Gelb,	Abs. $\mathfrak{a} > \mathfrak{b} > \mathfrak{c}$	
	sehr tief grünblau	lavendelblau	blaß grünlichgelb,	„	Ussing (110)
	sehr dunkelblaugrün	tief blaugrün, Stich ins Grau	hellbräunlichgrün,	„	„
	tiefberlinerblau	heller graulichblau	hellgraugrün,	„	„
Apache Mts.	dunkelblau	graublau	hellgrün ins Gelb,	„	Osann (112)
Mexico	tief blaugrün	tief blaugrün	hellgelbgrau,	„	„
Umptek	dunkelgrün	grauviolett	graubräunlich bis stahlgrau	„	Hackm. (111)
	„	hellgelblichbraun	grünlichbraun,	„	„

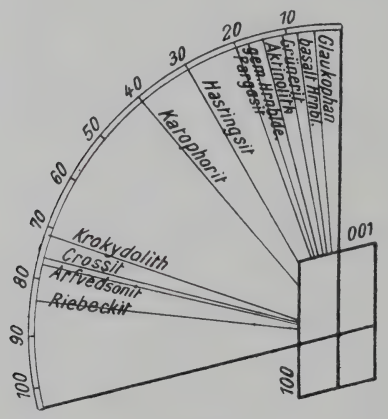


Fig. 125.
Orientierung von $\mathfrak{c}$ in den Amphibolen.

Mit bräunlichen pleochroitischen Höfen (in blauem Untergrund) um Zirkon in Nephelinsyenit von Umptek auf Kola und von Kangerdluarsuk (Grönland) (Müggе).

Phys.-Chem. Schmilzt v. d. L. leicht unter Gelbfärbung der Flamme zu magnetischer Perle. Schmelzpunkt nach Doelter 940^0 (Narjakasik, Grönland); (? kongruent).

Umwandlung. Eine der pterolitischen Umwandlung des Barkevikits analoge Umsetzung des Arfvedsonits in braunen Akmit (seltener grünen Ägirin) und Lepidomelan, oft unter gleichzeitiger Ausscheidung von Eisenerzen, beschreiben Brögger, Steenstrup und Ussing. Die Akmitnadeln sind hierbei teils parallel zueinander und zum Arfvedsonit geordnet, teils regellos verwachsen. Brögger weist zum Vergleich auf die

Versuche Doelters hin, der durch Schmelzen des Gastaldits mit NaF und MgF_2 ein Gemenge von stark pleochroitischem Glimmer und Ägirin, bei geringer Menge von Fluoriden nur das Pyroxenmineral erhielt. Ussing meint, diese Pseudomorphose sei nicht durch Umschmelzung, sondern eher durch Glühen analog den Schneiderschen Versuchen (p. 525) an basaltischer Hornblende zu erklären. In dem Glase des für sich allein geschmolzenen Arfvedsonits liegen zierliche Kristalle und Skelette von Magnetit, denen bei einem Versuche Steenstrups Nadeln eines Pyroxenminerals mit beträchtlicher Auslöschungsschiefe beigemengt waren.

Die Verwitterung des Arfvedsonits liefert viel Eisenoxyde und Eisenkarbonat. Vergl. auch Lievrit, p. 373.

Vork. Der Arfvedsonit erscheint weit verbreitet in gewissen Eläolithsyeniten Grönlands und der Halbinsel Kola, die dem Lujaurittypus angehören und sich von anderen Typen durch den Gehalt an einem Mineral der Eudialytgruppe mineralogisch abheben, in einer eigenen Gruppe tinguaitischer Ganggesteine dieser Eläolithsyenite und in deren Pegmatiten. Ebenso bildet er einen nicht unwesentlichen Gemengteil der Pantellerite, der von A. Osann (112) aufgestellten Phonolithgruppe der Apachite und der Comendite von S. Pietro nach Bertoglio (113) und Johnsen (114). Sporadisch und besonders in paralleler Verwachsung mit anderen, barkevikitischen und katophoritischen Amphibolen begegnet man ihm vielfach in den Alkaligesteinen.

Die sehr verbreitete Verwachsung mit Ägirin und Ägirinaugit, wobei die Prismen- und Symmetrieachsen beider zusammenfallen und die klinodiagonalen Achsen gleichsinnig geneigt sind, ist teils eine Umwachsung, teils eine gegenseitige Durchdringung. Regellos begrenzte Fetzen des Arfvedsonits liegen im Ägirin, genau so wie die Fetzen grüner Hornblende in den diopsidischen Augiten der Augitdiorite. Die mosandritreichen Pegmatite der Insel Låven zeigen dies sehr deutlich; in Schnitten nach (100) fallen die positiven Bisektricen beider Mineralien scheinbar zusammen. Auch regellose Durchwachsung beider Mineralien kommt vor. — Oft siebartig durchwachsen mit Feldspat, Nephelin usw.

Der von Freudenberg (107) beschriebene Anophorit aus Schlieren des Shonkinit vom Katzenbuckel ist ein Ti-reiches Mittelglied zwischen basaltischer Hornblende und Arfvedsonit. Optisch ausgezeichnet durch die normalsymmetrische Achsenlage. $\Delta = 0{,}0117$, $c : b = -21^0\,40'$ Li, $23^0\,40'$ Tl im spitzen Winkel β (in ihm erreicht $c : b$ zuweilen 27^0). $2E = 30^0\,35'$ Li, $44^0\,20'$ Na[1]). a = strohgelb, b = grün bis gelbgrün, c = tief rotbraun. Der Sinn von $c : b$ ist bestimmt aus der Lage der mit HF er-

[1]) Für Tl wird dagegen angegeben $2E = 35^0\,37'$!

haltenen Ätzfiguren. — Es ist nicht zu entscheiden, wie weit der Ti-Gehalt die ungewöhnlichen optischen Eigenschaften veranlaßt. — Eine andere Hornblendeabart desselben Gesteins zeigt ausgesprochene isomorphe Schichtung mit Sanduhrbau sowohl hinsichtlich der Färbung wie der Auslöschungsrichtung (die sehr stark, aber umgekehrt wie beim Katophorit dispergiert ist) und der Stärke der Doppelbrechung, was sich auch dadurch bemerklich macht, daß die optischen Achsen aus symmetrischer Lage für alle Anwachszonen in die normalsymmetrische übergehen.

Der Richterit von der Manganerzlagerstätte von Långban ist ein sesquioxydarmer alkalireicher Amphibol, der erhebliche Mengen Mn enthält. St. Kreutz (10) fand: 56,01 SiO_2, — TiO_2, 0,14 Al_2O_3, 2,14 Fe_2O_3, — FeO, 5,81 MnO, 8,29 CaO, 20,99 MgO, 0,47 K_2O, 3,69 Na_2O, 0,18 F, 1,94 H_2O, — Li_2O, Sa 99,63. — d = 3.044.—. Seine kurzen streifigen Säulen zeigen sehr selten Endflächen; Farbe hellbraun bis gelb, auch rosenrot. Flink (174) und auch Kreutz (10) bestimmten auf (010) c : c = 17°, und letzterer an dem analysierten Material für Na:

$\alpha = 1{,}6151$, $\beta = 1{,}6294$, $\gamma = 1{,}6367$, $\Delta = -0{,}0216$, $2V = 68°\,34'$

und Dispersion der Doppelbrechung sehr gering, während Verf. in einem Dünnschliff eines regellosen Aggregates des Minerals die anormalen tiefblauen Interferenzfarben auffielen, die demnach auf eine starke Dispersion der Mittellinien hinweisen könnten. — Pleochroismus (in 0,085 mm dicker Platte) c = b = orange, a farblos. — Wird beim Rösten auf Platinblech sehr dunkel.

Riebeckit.

Chem. Zus. Wesentlich $Na_2Fe_2^{III}Si_4O_{12}$ mit wechselnden Mengen von $Fe_4Si_4O_{12}$ und anderen Molekülen.

Morph. 0,5558 : 1 : 0,2927, $\beta = 73°\,4'$ nach Messungen von Sollas (115) berechnet von E. S. Dana (116).

(110), (010), ($\bar{1}01$), (101), (011), ($\bar{1}21$) u. a. Formen. Stengel und stenglige Aggregate; oft büschlig geordnete Blättchen.

$110 : 1\bar{1}0 = 56°\ 0'$ $\quad \bar{1}01 : \bar{1}10 = 77°\,50'$

$\bar{1}11 : \bar{1}\bar{1}1 = 31°\,12'$ $\quad \bar{1}01 : 101 = 54°\,20'$.

Koh. Spaltung nach (110) vollkommen. Die großen Kristalle von Alter Pedroso zeigen nach Souza-Brandão (117) auch Spaltung nach (010) und eine Absonderung nach der Basis, wie sie bei den nicht alkalischen Amphibolen so häufig ist (p. 510). — d > 3,33. Bei Riebeckit von Alter Pedroso 3,4. H. = 5,5—6. — Ätzfigur auf 110 mit HF siehe Fig. 124, 1 und 2, p. 541.

Opt. Glasglanz. Farbe blauschwarz bis schwarz, Strich blaugrau. Brechung kräftig, negative Doppelbrechung sehr schwach. — Optische Achsen in (010). c : a etwa 4°—5°, nach A. Pelikan (118) etwa 8° am Riebeckit

von Dahamis, Socotra, nach Graf Keyserling (119) nur $1{,}5^0$—2^0 am Riebeckit von Gloggnitz. Für dieses Vorkommen gibt der Genannte den optischen Charakter als positiv an, die Achsendispersion $v > \varrho$. $\alpha < 1{,}687$, β oder $\gamma > 1{,}687$, $\Delta_{rot} = 0{,}003$, $\Delta_{blau} = 0{,}0051$ mit $\lambda_{rot} = 0{,}63\mu$ und $\lambda_{blau} = 0{,}44\mu$. — Ussing gibt für grönländischen Riebeckit von Narsasik bei Igalliko[1]) $c : a = 5^0$ etwa und starke Bisektricendispersion an; nach eigenen Beobachtungen ist sie weit schwächer als bei Arfvedsonit und konnte nicht immer sicher erkannt werden, schien aber, wo sie beobachtet wurde $c : a_v < c : a_\varrho$ zu sein. — V. de Souza Brandão (117) gibt für das Vorkommen von Alter Pedroso in Alemtejo ebenfalls starke Bisektricendispersion und gleichsinnige starke Dispersion der Absorptionsachsen an. Bei schwacher Drehung aus der größten Dunkelstellung in dem Sinne, daß der Hauptschnitt des Polarisators in den spitzen Winkel der Spaltrisse nach (110) und (001) kommt, erscheint Gelblichbraun, wenn auch stark absorbiert, bei Drehung im umgekehrten Sinne Grünlichblau ins Violett mit rasch abnehmender Absorption bei zunehmender Drehung bis zu 33^0. Bei weiterer Drehung vollzieht sich dann der Übergang in das Gelbbraun der anderen Welle.

Mehrfach ist auch normalsymmetrische Achsenlage beobachtet, so in dem Vorkommen von Cevadaes mit $c : a = 6^0$ bei starker Dispersion der Auslöschungsrichtungen und großem Winkel der optischen Achsen um a. Ebenso gilt dies, im Gegensatz zu den Angaben von de Souza-Brandão (117), nach Vendl (173) von dem Vorkommen von Alter Pedroso. Auch die von Palache und Warren (108) untersuchten Kristalle aus Granitpegmatit von Quincy Mass. hatten b parallel c, Auslöschungsschiefe auf (110) weniger als 4—5^0, und waren in Schnitten von mehr als 0,03 mm Dicke fast undurchsichtig, $a < c \ll b$, n = 1,695 für Na, bei starker Dispersion der optischen Achsen.

Socotra	a tiefblau	b etwas weniger tiefblau	c grün,
Ailsa Craig	tiefblau	tiefblau	gelblich- oder grünlichbraun, J. J. H. Teall (120)
Corsica	indigo, fast schwarz	blau	gelblichgrün, Le Verrier (121)
El Paso, Col.	sehr dunkelblau	grünblau	blaßgelbgrün, A. Lacroix (122)
Narsasik, Grönland	sehr tief indigoblau	dunkelblaugrau	hellgelbgrün, N. V. Ussing (110)
Gloggnitz	tiefdunkelblau	blau mit Stich ins Violett, stahlblau	gelblichgrün mit Stich ins Bräunliche, Graf Keyserling (119)
Dönjo Buru, Ostafrika	tiefindigoblau	tiefblau bis opak	blaßbraungelb, G. T. Prior (123
Alter Pedroso, Portugal[2])	grünlichblau	graulichblau	gelblichbraun, V. de Souza Brandão (117)

[1]) Dieser Riebeckit ist mit Krokydolith in filzigen Aggregaten verwachsen, der schwächeres Brechungsvermögen, deutliche Bisektricendispersion und $c : a = 5^0$—10^0 zeigt. Sein Pleochroismus ist a blau, b grauviolett, c fast farblos.

[2]) Sogenannter Osannit, zwischen Arfvedsonit und Riebeckit stehend.

Alter Pedroso	a dunkelstahlblau	b licht-bräunlichgelb	c sehr dunkel bläulichgrau Vendl (173)
Cevadaes, Portugal	dunkelblaugrün bis blau	hellgrüngelb	dunkelgrasgrün bis blaugrün Osann (124)

In der von Lacroix als Torendrikit (Madagascar) bezeichneten blauen Hornblende von Finé in Ouadai-Darfour fand Denaeyer (179) die Hauptabsorptionsrichtungen mit den Auslöschungsrichtungen nicht zusammenfallend.

Vork. u. Varietäten. Anscheinend beschränkt auf alkalireiche Massen- und metamorphische Gesteine. In ersteren gern begleitet von natronreichem Feldspat, Astrophyllit, Zirkon, Fluorit und oft orientiert verwachsen mit Ägirin.

Sauer (48) erkannte zuerst den früher von T. G. Bonney für Turmalin gehaltenen Riebeckit in Graniten der Insel Socotra am Kap Guardafui. Le Verrier beschrieb ihn aus Graniten von den Calangues de Piana an der Westküste von Korsika. Analog ist auch das Vorkommen im Paisanit von Ailsa Craig am Eingange zum Firth of Clyde, welches Teall beschrieb. In Drusenräumen von Glazialgeschieben dieses Gesteins an der Ostküste von Irland fanden sich die von Sollas gemessenen Kristalle.

Tertsch (125) beobachtete eine riebeckitartige Hornblende in Essexit von Montreal, Lacroix (126) im Alkalisyenit von El Paso, Col., Harker (127) in den Quarzkeratophyren vom Hügel Mynydd Mawr in Caernarvonshire. Er ist verbreitet im Alkaligranit von Korsika, des Sinai, von Abessynien, Zentralafrikas, Madagaskar u. a. O.; in Lestiwariten, Paisaniten und anderen granitischen Ganggesteinen, ebenso in Comenditen, Natronlipariten und Riebeckitporphyren; außerordentlich reich an R. ist nach Bieber (177) ein Trachyt von Mte della Guardia (Ponza). H. J. Jensen (128) beobachtete ihn in Alkaligesteinen Ostaustraliens. Für Riebeckit möchte Erdmannsdörffer (129) auch die früher von Lossen als Glaukophan angesprochene Hornblende im Keratophyr von Hüttenrode (Harz) halten; im ganzen scheint er aber in quarzfreien Keratophyren und in Alkalisyeniten (Albany, N. York) seltener zu sein.

Souza-Brandão (117) beschreibt lentikuläre Massen von Riebeckit (mit Individuen bis zu 40 cm) aus einer Zone von Alkaligesteinen zwischen Vayamonte und Monforte in Alemtejo; dazu gehören auch die granulitischen Alkaligneise von Cevadaes bei Campo Major, deren Amphibole Osann untersucht hat. Der Riebeckit dieses Fundortes führt Einschlüsse von Biotit, Magnetit, Albit, Zirkon und Flußspat. — Über Riebeckitgneise von Angola berichtete Pereira de Sousa (130), neben Glaukophan fand ihn Lacroix (126) in metamorphen Schiefern der Insel Polycandros, ebenso Termier (132) in lawsonithaltigen Schiefern von Saint-Vénan (Htes. Alpes). Nach Graf Keyserling (119) gehört zum Riebeckit auch der dunkle

Gemengteil des Gloggnitzer Forellensteins (Orthoriebeckitgneis), womit allerdings die unvollständige Analyse von Schierl (134) kaum übereinstimmt.

Auch in kontaktmetamorphen Gesteinen ist Riebeckit beobachtet; so von Erdmannsdörffer (129) im Gabbrokontakt von Wilhelmsblick bei Harzburg; V. M. Goldschmidt (136) fand einen Amphibol, der seiner Meinung nach der Tremolit-Riebeckit-Reihe angehört (optisch allerdings nicht unerheblich abweicht), in kontaktmetamorphem Sandstein des Langesundfjords, dem anscheinend Na zugeführt war; Cornelius (137) fand Riebeckit in Kontaktgesteinen der Maloja-Serie.

Hastingsit nannten F. D. Adams und Harrington (138) einen Alkaliamphibol von der Formel $(R_2^{I}, R^{II})_3R_2^{III}Si_3O_{12}$ (An. IX, Tab. p. 540), welcher in rundlich-eckigen Körnern und unregelmäßig begrenzten Blättern im Eläolithsyenit von Dungannon, Hastings Co. Ontario vorkommt. Vollkommene Spaltung nach dem Amphibolprisma, Ätzfigur HF auf (110) siehe Fig. 126, nach Wright. — Ebene der optischen Achsen (010), $b = \mathfrak{b}$, $c : \mathfrak{c} = 25^0—30^0$ etwa im stumpfen Winkel β (Fig. 125), Δ sehr klein. Optisch negativ, $2E = 30^0—45^0$, starke Achsendispersion $\varrho > v$. Kräftige Bisektricendispersion $c : \mathfrak{c}_\varrho < c : \mathfrak{c}_v$. — Pleochroismus $\mathfrak{a}$ gelblichgrün, $\mathfrak{b}$ und $\mathfrak{c}$ tiefblaugrün.

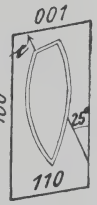


Fig. 126.

Hastingsit findet sich auch im Eläolithsyenit von Montreal in Verwachsung mit Augit. Graham (139) fand die Achsenebene für Grün senkrecht (010), für Rot vielleicht noch parallel (010), den Achsenwinkel klein, $n = 1{,}69$. Quensel (140) beobachtete eine hastingsitartige Hornblende in den Alkaligesteinen von Almunge (Mittelschweden). Sie ist auch hier arm an Si und Mg, dabei aber reicher an H_2O; die Annahme eines Orthosilikates scheint ihm ausgeschlossen. Er findet physikalisch das Charakteristische in der Kleinheit des Achsenwinkels bei wechselnder Lage desselben, der niedrigen Doppelbrechung bei starker Dispersion. Eine andere Hornblende mit normalsymmetrischer Achsenlage ähnlich Hastingsit beschreibt auch Lacroix (141) im Nephelinsyenit der Los-Inseln, und auch der Speziait von Colomba (142) im kontaktmetamorphen Granat-Pyroxengestein von Riondello (Traversella) ist eine chemisch anscheinend dem Hastingsit verwandte Hornblende. Eine dem Hastingsit optisch ähnliche Hornblende fand auch v. Eckermann (167) im Granit vom Tennberg (Grängesberg) an seinem Kontakt mit Kalk.

Crossit (An. XIII, Tab. p. 540) wurde von Palache (143) aus einem wesentlich aus Albit und Crossit bestehenden Gestein der kristallinen Schieferformation bei Berkeley in Kalifornien beschrieben. Er bildet bis 20 mm lange und 3 mm dicke Prismen ohne Endflächen mit vollkommener Spaltbarkeit nach (110) mit $53^0\,54'—54^0\,56'$. Nach Beobachtungen von

Rosenbusch, die durch gleichzeitige von Murgoči bestätigt wurden, ist die Achsenebene normalsymmetrisch[1]), und zwar b = c, c : b = 14° rot, 19° blau im stumpfen Winkel β; a = gelb bis farblos, b = himmelblau, c = grauviolett bis dunkelviolett, Δ = 0,008, Achsenwinkel sehr groß, $\varrho < v$ (und starke horizontale Dispersion). Larsen (162) fand an Kristallen von Berkeley, Kalifornien c : b = 7° ca. (dispergiert), b ∥ c, β = 1,670; a blaßgelb bis farblos, b himmelblau, c violett. Schnitte senkrecht c gaben wegen starker Dispersion keine Auslöschung im weißen Licht. Optisch negativ, 2 V ziemlich groß, sehr starke Dispersion $\varrho < v$. — Ein Vorkommen von Südkalifornien zeigte dagegen sehr starke Dispersion der optischen Achsen $\varrho > v$ (im übrigen ähnlich wie vorher) und α = 1,657 = blaßgelb, β = 1,659 = tiefblau, γ = 1,663 = tiefviolett.

Die Ätzfigur auf (110) nach Daly zeigt Fig. 123, 3, p. 536. Der Crossit ist oft parallel verwachsen mit Aktinolith, der bald den Kern eines Crossitkristalls, bald büschelförmige Ansätze an dessen Polen bildet, auch Fragmente des Crossits ausheilt und verkittet.

Vork. Woyno (144) beobachtete einen Amphibol mit den optischen Eigenschaften des Crossits in einem erratischen Epidot-Crossitgestein (Casanna-Schiefer) bei Mayen du Revers (Wallis), ähnlich scheint das von Brouwer (145) beschriebene Vorkommen in Quarz-Albit-Epidotschiefer von Celebes, indessen ist der Achsenwinkel zuweilen sehr klein. Letzteres gilt auch für das Vorkommen im Albitchloritschiefer von Kwarkouche im nördlichen Ural nach Duparc (146). Im Quarzglimmerschiefer derselben Gegend finden sich auch Crossite mit glaukophanähnlichem Kern. — Krokydolithartige Hornblende mit normalsymmetrischer Achsenlage erscheint nach Louderback und Blasdale (147) auch unter den Begleitern des Benitoits in Kalifornien.

Krokydolith hat man asbestartige, mehr oder weniger feinfaserige blaue Amphibole genannt. A. Lacroix (148) gibt für dieses Mineral vom Fundort Templeton in Kanada die Charakteristik a : c = 18°—20°, 2 E = 95° ungefähr, um c, wonach derselbe positiv wäre, und Δ = 0,025, was überraschend hoch ist und eher an Glaukophan erinnert. Der Pleochroismus

[1]) Die ersten Mitteilungen über normalsymmetrische Achsenlage in Amphibolen rühren anscheinend von Michel-Lévy her (vergl. bei Barrois, Ann. soc. géol. du Nord II, 50, 1883 nach Lacroix, Minéralogie de la Fr. 4, 800, 1910) (beobachtet an erratischem Block bei Genf). Weitere Beobachtungen machte Hlawatsch (Rosenbusch-Festschr. p. 71, 1906), der auch die Abhängigkeit der optischen Eigenschaften der Glaukophane und Riebeckite von der Zusammensetzung erörterte. Eine Zusammenstellung der bis dahin bekannten Vorkommen von Amphibolen mit normalsymmetrischer Achsenlage und der dahin gehörigen Krokydolithe von Griqualand West gab Johnsen (Centralbl. 1910, 353).

Perkins Mill, Templeton	c hellgrün	b blauviolett	a blaugrün
Gölling (Sapphirquarz)	blaßgelb	violett	tiefblau
Oranjefluß, Südafrika	violett	„	grün
Wackenbach	fast farblos	blauviolett	bläulichgrün
Gorgona, Italien	sehr blaßgelb	violett	hellblau

zeigt, daß wohl verschiedene Substanzen unter einem Namen zusammengefaßt werden. Die Krokydolithe scheinen durchweg sekundäre Bildungen zu sein. Nach Merrill (149) beruht die Asbestbildung mindestens in vielen Fällen auf einem Scherungsprozeß, es scheint aber möglich, daß man in anderen Fällen, namentlich wenn die Fasern streng parallel liegen, die Ursache ähnlich wie bei Fasergips u. a. in der Art des Wachstums als Spaltenfüllung sehen muß. Der Krokydolith vom Oranjefluß ist vielfach durch ein braunes Aggregat von viel Quarz mit wenig Brauneisen verdrängt, in denen beiden die Asbeststruktur u. d. M. noch zu erkennen ist. (Taf. XVII, Fig. 4.)

H. von Foullon (151) beschreibt tief- bis lichtlavendelblaue, seidenglänzende Faseraggregate aus dem Flysch der Insel Rhodus (Anal. XII, Tab. p. 540), welche innig mit Karbonaten durchtränkt sind. Die tieflavendelblauen stark gebogenen Fasern haben die Farbe und den Pleochroismus des Glaukophans, aber ohne dessen violette Töne; die Biegung der Fasern macht eine Bestimmung der Auslöschungsrichtungen unmöglich; die hellavendelblauen lassen eine Auslöschungsschiefe von 4^0 etwa erkennen. Das tieflavendelblaue Mineral ist vor dem Gebläse so gut wie unschmelzbar, das hellavendelblaue verhält sich v. d. L. wie Glaukophan. Dieses Mineral, welches Foullon für den Asbest des Glaukophans halten möchte, bezeichnet er als Rhodusit. Sein Eisengehalt stellt es näher zu Crossit und Krokydolith. Chemisch sehr ähnlich diesem Rhodusit ist nach der Untersuchung von Doht und Hlawatsch, (165) der Krokydolith von Golling, Salzburg, $d = 3{,}20$, $c : a = 8^0—10^0$ mit starker Dispersion $\varrho > v$, b fast senkrecht (100), $b \parallel c$, also Achsenebene normalsymmetrisch; durch (100) ist die Doppelbrechung 0,006, mit starker Dispersion $\varrho < v$. — Andere faserige blaue Hornblenden stimmen aber besser mit Riebeckit überein [vergl. Palache und Warren (152)].

Ch. W. Cross (72) beschreibt von denselben Lokalitäten, wie die Neubildungen von Ägirin (p. 493) einen blauen Amphibol, welcher braune Hornblende und Pyroxen als Neubildung in paralleler Stellung teils allein, teils mit Aktinolith umwächst oder ersetzt und sich besonders gern auf den Endflächen pinselartig ansetzt oder auf (010), nie auf den Prismenflächen des braunen Amphibols nach den mitgeteilten Zeichnungen liegt.

Die Achsenebene dieses blauen Amphibols ist (010), $a : c = 13^0—15^0$, 2 V groß, der optische Charakter nicht zu bestimmen. Der Pleochroismus ist

a tiefblau, b purpur bis violett, c blaßgelb; Absorption $a > b > c$.

Wichtig ist die Beobachtung von Cross, daß die Achse a im blauen Amphibol stets in entgegengesetzter Richtung von der Prismenachse wie die Achse c in der braunen Hornblende abwich. Da nun der blaue und braune Amphibol die vertikale und Symmetrieachse gemein hatten, so wäre daraus zu folgern, daß im braunen Amphibol die kleinste Achse der Fresnel'schen Schnittellipse im stumpfen Winkel β, im blauen dagegen im spitzen Winkel β liegen würde.

Denselben blauen Amphibol — er nennt ihn Riebeckit — beobachtete A. C. Lane (36) in pinselartigen Ansätzen auf primärer Hornblende in Syeniten von Michigan, bald in diese verlaufend, bald durch eine kristallographische Fläche davon getrennt. Im ersten Fall bildet die Mengungszone, entsprechend dem Gegensatz der Achsen des Fresnel'schen Ellipsoids einen isotropen Streifen. Der blaue Amphibol hatte kleine Auslöschungsschiefe a : c und den Pleochroismus a blau bis grünlichblau, b violett oder rötlichblau, c gelb. Auch hier liegen c für Hornblende und a für den blauen Amphibol auf verschiedenen Seiten der Spaltung mit $a : c = 15^0$ etwa.

Geologisch gehören Crossit, Krokydolith und Rhodusit zu Glaukophan.

Literatur.

(1) Eitel, N. J. B. B. **47**, 201, 1922.
(2) Penfield und Stanley, Am. Journ. **23**, 23, 1907; auch Z. X. **43**, 233, 1907.
(3) v. Kraatz-Koschlau, Notizbl. d. V. f. Erdkde. Darmstadt. 4. Folge. Heft 17, 1896.
(4) Thoulet, Ann. d. Min. **14**, 3, 1878.
(5) Ch. W. Cross, T. M. P. M. **3**, 386, 400, 1881.
(6) G. H. Williams, Am. Journ. **29**, 486, 1885.
(7) Mügge, N. J. 1889 I, 239.
(8) G. H. Williams, Am. Journ. **39**, 352, 1890.
(9) Daly, Proc. Am. Ac. Arts a. Sc. **34**, 374, 1899 und Bull. Soc. Min. Fr. **22**, 133, 1899; auch Centralbl. 1900, 127 und N. J. 1901 II, 120, Anmerkg. 4.
(10) St. Kreutz, S. W. A. **117** I, 887, 1908.
(11) Ford, Am. Journ. **37**, 179, 1914.
(12) Tschermak, T. M. M. 1871, 17.
(13) Barrois, nach N. J. 1888 II, -414-.
(14) Daly, Proc. Am. Ac. Arts a. Sc. **34**, 311, 1899 und Bull. Soc. Min. Fr. **22**, 144, 1899; auch Centralbl. 1900, 127 und N. J. 1901 II, 120, Anmerkg. 4.
(15) Becke, T. M. P. M. **4**, 339, 342, 1882.
(16) Tschermak, T. M. M. 1876, 65.
(17) H. Fischer, Nephrit und Jadeit, Stuttgart 1875.
(18) Kenngott, Züricher Vierteljahrsschrift **15**, 372.
(19) Beck und Muschketow, Verh. russ. min. Ges. **18**, 1882.
(20) Arzruni, Zeitschr. f. Ethnologie, 1883.
(21) H. Traube, N. J. B. B. **3**, 413, 1884 und 1887 II, 276.
(22) Berwerth, T. M. P. M. **24**, 228, 1905.
(23) Kalkowsky, Isis, 1906, 28.

(24) Steinmann, Sitzungsber. Niederrh. Ges. Bonn, 13. Jan. 1908.
(25) J. Uhlig, N. J. 1910 II, 80.
(26) Welter, N. J. 1911 II, 88.
(27) Fromme, Centralbl. 1920, 71.
(28) Clarke und Merrill, Proc. U. S. Nat. Mus. **9**, 1888.
(29) Max Bauer, in Doelter's Handb. d. Mineralchemie II, 649, 1914.
(30) Palmgren, Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala **14**, 109, 1917.
(31) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **9**, 40, 1886.
(32) Lacroix, C. R. **130**, 1777, 1900.
(33) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **40**, 62, 1917.
(34) Lacroix, Rec. Geol. Surv. India **24**, 155, 1891.
(35) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **38**, 14, 1915.
(36) Lane, Am. Journ. **42**, 508, 1891.
(37) Mäkinen, Bull. Comm. géol. Finlande **47**, 1916.
(38) Scharizer, N. J. 1884 II, 143.
(39) C. Schneider, Z. X. **18**, 579, 1891.
(40) Soellner, Z. X. **46**, 549, 1909.
(41) Berwerth, S. W. A. **85**, I, 153, 1884.
(42) Sauer, Mitt. bad. geol. Land. **2**, 252, 1891.
(43) Wright, T. M. P. M. **19**, 312, 1900.
(44) Tschermak, S. W. A. **59**, Mai 1869.
(45) Tertsch, T. M. P. M. **35**, 205, 1923.
(46) Mügge, Centralbl. 1909, 65 und 144.
(47) Hövermann, N. J. B. B. **34**, 352, 1912.
(48) Sauer, Z. D. G. G. **40**, 138, 1888.
(49) Belowsky, N. J. 1891 I, 291 und Gest. d. ecuatorianischen Westkordillere, Berlin 1892, 37.
(50) A. Wichmann, Natuurkund. Tijdschr. voor Ned. Indie **75**, 206, 1897.
(51) Coomáraswámy, Q. J. G. S. **58**, 416, 1902.
(52) Beck, T. M. P. M. **20**, 383, 1901.
(53) Milch, Z. D. G. G. **41**, 394, 1889.
(54) Duparc und Pearce, Bull. Soc. Min. Fr. **26**, 126, 1903.
(55) Xenia Galkin, N. J. B. B. **29**, 681, 1910.
(56) Osann, Z. X. **18**, 580, 1891.
(57) Liebisch, Gött. Nachr. 5. Mai 1888.
(58) van Horn, T. M. P. M. **17**, 409, 1898.
(59) Cornelius, N. J. A. B. B. **52**, 33, 1925.
(60) Brögger, Z. X. **16**, 398, 1890.
(61) Lacroix, Bull. Soc. géol. Fr. (3) **18**, 513, 1890.
(62) Lacroix, C. R. **153**, 152. 1911.
(63) Lorenzen, Meddelelser om Grönland **7**, 27, 1884.
(64) Wright bei Washington, Am. Journ. **26**, 187, 1908.
(65) Wright, Am. Journ. **45**, 286, 1893.
(66) Osann, N. J. 1888 I, 121.
(67) Brögger, Die Eruptivgest. d. Kristʼania-Gebietes I, 27, 1894.
(68) Prior, Min. Mag. **13**, 243, 1903.
(69) Osann, Rosenbusch-Festschr. p. 296, 1906.
(70) Esch, Die Gest. d. ecuatorianischen Ostkordillere. Berlin 1896, 26.
(71) Arth. Becker, N. J. 1883 II, 1.

(72) W. Cross, Am. Journ. **39**, 360, 1890.
(73) Murgoci, C. R. **175**, 372 und 426, 1922.
(74) Bodewig, Pogg. Ann. **158**, 225, 1876.
(75) Zambonini, Rend. Acc. Lincei (5) **11**, 204, 1902.
(76) Wallerant, Bull. Soc. Min. Fr. **20**, 253, 1897.
(77) Larsen und Hunt, Z. X. **53**, 208, 1914.
(78) Strüver, Atti Acc. Lincei (2) **12**, 333, 1875.
(79) Michel-Lévy und Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **7**, 44, 1884.
(80) Koto, Journ. Coll. Sc. Imp. Univ. Tokyo I, **1**, 1886.
(81) Ktenas, T. M. P. M. **26**, 277, 1907.
(82) Oebbeke, Z. D. G. G. **38**, 634, 1886 und **39**, 211, 1887.
(83) Luedecke, Z. D. G. G. **28**, 249, 1876.
(84) G. H. Williams, N. J. 1882, II, 202.
(85) Stelzner, N. J. 1883, I, 208.
(86) Becke, T. M. P. M. **2**, 49 und 71, 1879.
(87) Barrois, Ann. Soc. Géol. du Nord. Lille **11**, 18, 1883 und Bull. Soc. Min. Fr. **6**, 289, 1883.
(88) v. Lasaulx, Sitzungsber. Niederrhein. Ges. Bonn **12**, 1884.
(89) Michel-Lévy bei Rolland, Bull. Soc. Min. Fr. **1**, 100, 1878.
(90) G. F. Becker, U. S. Geol. Surv. Monogr. XIII, 1888.
(91) Turner, Bull. Geol. Soc. Am. **2**, 385, 1891.
(92) Liversidge, nach N. J. 1882, II, - 11 -.
(93) Sellner, T. M. P. M. **35**, 164. 1922.
(94) Weidmann, Am. Journ. **15**, 227, 1903.
(95) Rosenbusch, S. B. A. **45**, 706, 1898.
(96) Milch, N. J. Festbd. 1907, 382.
(97) J. P. Smith, Proc. Am. Phil. Soc. **45**, 183, 1907.
(98) Niethammer, T. M. P. M. **28**, 253, 1909.
(99) Grubenmann, Rosenbusch-Festschr. 1906, p. 17.
(100) Washington, Am. Journ. **161**, 40, 1901.
(101) Washington, Am. Journ. **6**, 179, 1898.
(102) Johnsen, N. J. 1901 II, 119.
(103) Colomba, Atti R. Acc. Torino **29**, 272, 1893/94.
(104) Krenner, nach N. J. 1900 I, - 341 -.
(105) Lacroix, C. R. **160**, 725, 1915.
(106) Osann, Heidelberger Ber. 1913, **23**.
(107) Freudenberg, Mitt. bad. geol. Land. **6**, 1, 1908.
(108) Palache und Warren, Am. Journ. **31**, 513, 1911 und Z. X. **49**, 332, 1911.
(109) Brögger, Z. X. **16**, 402, 1890.
(110) Ussing, Meddel. om Grönland **14**, 191, 1894.
(111) Hackman, Petrogr. Beschr. d. Nephelinsyenits vom Umptek, Kuopio, 1891, 14.
(112) Osann, T. M. P. M. **15**, 394, 1895.
(113) Bertoglio, Boll. Com. geol. Ital. **27**, 405, 1896 und Rend. Acc. Lincei (5) **5**, 150, 1896.
(114) Johnsen, Anhg. Abh. Berl. Ak. 1912, 40.
(115) Sollas, Proc. Roy. Soc. Irish Ac. **3**, 516, 1896.
(116) E. S. Dana, Syst. Min. App. I, 59, 1899.
(117) Souza Brandão, Commun. Comm. Serviçio Geol. Portugal 1903.

(118) Pelikan, Denkschr. Ak. Wiss. Wien **71**, 4, 1902.
(119) Graf Keyserling, T. M. P. M. **22**, 121, 1903.
(120) Teall, Min. Mag. **9**, 220, 1891.
(121) Le Verrier, C. R. **109**, 38, 1889.
(122) Lacroix, C. R. **109**, 39, 1889.
(123) Prior, Bull. Soc. Min. Fr. **26**, 126, 1903.
(124) Osann, N. J. 1907 II, 117.
(125) Tertsch, T. M. P. M. **25**, 466, 1906.
(126) Lacroix, C. R. **124**, 628, 1897.
(127) Harker, Geol. Mag. **5**, 455, 1883.
(128) H. J. Jensen, Proc. Linn. Soc. U. S. Wales **33**, 589, 1908.
(129) Erdmannsdörffer, Centralbl. 1909, 36, Anmerkg. 1.
(130) Pereira de Sousa, C. R. **173**, 777, 1922.
(131) Becke, T. M. P. M. **16**, 158, 1896.
(132) Termier, Bull. Soc. Min. Fr. **27**, 265, 1904.
(133) Wright, T. M. P. M. **20**, 235, 1901.
(134) Schierl, Centralbl. 1914, 604.
(135) Laitakari, Bull. comm. géol. Finlande **54**, 51, 1921.
(136) V. M. Goldschmidt, N. J. B. B. **39**, 212, 1914.
(137) Cornelius, N. J. B. B. **35**, 447, 1913.
(138) Adams und Harrington, Am. Journ. **1**, 210, 1896.
(139) Graham, Am. Journ. **28**, 240, 1909.
(140) Quensel, Bull. Geol. Inst. Upsala **12**, 145, 1914.
(141) Lacroix, Nouv. Arch. d. Muséum (5) **3**, 1911.
(142) Colomba, Atti R. Acc. Sc. Torino **49**, 1913/14.
(143) Palache, Univ. California, Bull. dep. géol. **1**, 181, 1894.
(144) Woyno, N. J. B. B. **33**, 159, 1912.
(145) Brouwer, Centralbl. 1914, 625 und Bull. Soc. Min. Fr. **36**, 272, 1913.
(146) Duparc, Bull. Soc. Min. Fr. **37**, 58, 1914.
(147) Louderback und Blasdale, Univ. California, Publ. **5**, 331, 1909.
(148) Lacroix, Bull. Soc. Min. Fr. **13**, 10, 1890.
(149) Merrill, nach N. J. 1897, II, - 29 -.
(150) N. H. Kolderup, Bergens Museums Aarbock, 1924/25. Naturvid. raekke No. 1, p. 5, 1925.
(151) v. Foullon, S. W. A. **100**, 169, 1891.
(152) Palache und Warren, Z. X. **49**, 351, 1911.
(153) V. M. Goldschmidt, Videnskabselsk. Skrifter, I, No. 9, p. 9, 1911.
(154) Washington und Merwin, Am. Mineralogist **7**, 124, 1922.
(155) Chrustschoff, N. J. 1891 II, 86.
(156) Polenow, nach N. J. 1902, I, - 222 -.
(157) Loewinson-Lessing, nach N. J. 1902 I, - 395 -.
(158) Joukowsky, C. R. **133**, 416, 1901 und Thèses prés. Fac. Sc. Univ. Genève 1902.
(159) Duparc und Hornung, C. R. **139**, 223, 1904 und Mém. soc. phys. et d'hist. nat. Genève **34**, 383, 1905.
(160) Spitz, T. M. P. M. **28**, 497, 1909.
(161) Grubenmann, Beitr. geol. K. d. Schweiz, N. F. **23**, 214, 1909.
(162) Larsen, U. S. Geol. Surv. Bull. 679, 1921.
(163) Erdmannsdörffer, Jahrb. preuß. geol. Land. f. 1904, **25**, 1.
(164) H. Fischer, Krit. mikr.-min. Studien 1. Forts. Freiburg i. B. 1871, 9.

(165) Doht und Hlawatsch, Verh. geol. Reichsanst. 1913 p. 89.
(166) v. Eckermann, Geol. För. Förh. **44**, 271, 1922.
(167) v. Eckermann, Geol. För. Förh. 1923, 475.
(168) Sederholm, Bull. Comm. Géol. Finlande **58**, 18, 1923.
(169) Sundius, Geol. För. Förh. **46**, 154, 1924.
(170) Lacroix, Minéralogie de Madagascar I, 536, 1922.
(171) Denaeyer, C. R. **176**, 1161, 1923.
(172) Brögger, Videnskapsselsk. Skrift. I, 1920, No. 9, p. 164.
(173) Vendl, Z. X. **60**, 135, 1924.
(174) Flink, Bih. till Svenska Vet. Ak. Handl. **13**, II, No. 7, p. 82, 1888.
(175) Laura Hezner, N. J. B. B. **27**, 157, 1909.
(176) Marchet, T. M. P. M. **36**, 279, 1925.
(177) Bieber nach Autorref. in Schweiz. Min. Petr. Mitt. **5**, 257, 1925.
(178) Matth. Schuster, Geognost. Jahreshefte **36**, 66, 1923.
(179) Denaeyer, Bull. Soc. Min. Fr. **47**, 32, 1924.

Tafel X.

Fig. 1. Andalusit mit vielen Einschlüssen des Grundgewebes im Andalusithornfels von Andlau im Elsaß. Vergr. 30.

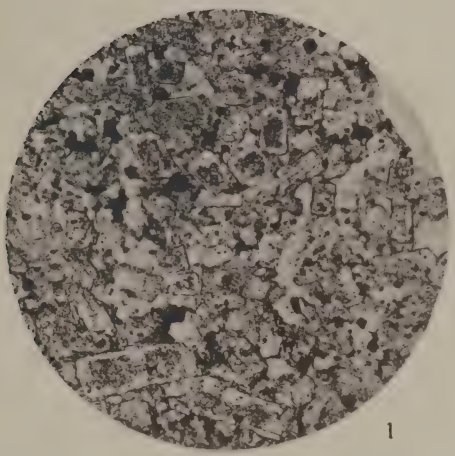
Fig. 2. Chiastolith, Schnitte parallel und schief zu (001) in Chiastolithschiefer aus den Pyrenäen. Vergr. 22.

Fig. 3. Andalusit annähernd // (001); Spaltung // (110); umwachsen von Sillimanit (Spaltung // 010) in Parallelstellung. Auswürfling des Laacher Sees. Vergr. ca. 90.

Fig. 4. Ktypeit, Karlsbad, Böhmen, mit Aragonit-Zement. Nik. gekr. Vergr. ca. 40.

Fig. 5. Topas neben Quarz in Quarzporphyr vom Schneckenstein i. S. Vergr. ca. 50.

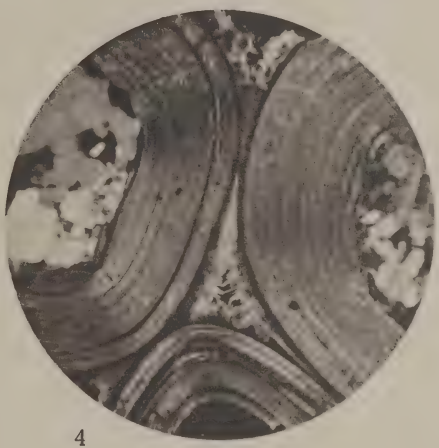
Fig. 6. Staurolith, Zwilling nach (032), (keilförmige Stücke links oberhalb und rechts unterhalb der Mitte, erkennbar an tieferer Färbung), Tafi Tucuman, Argentinien. Vergr. ca. 45.



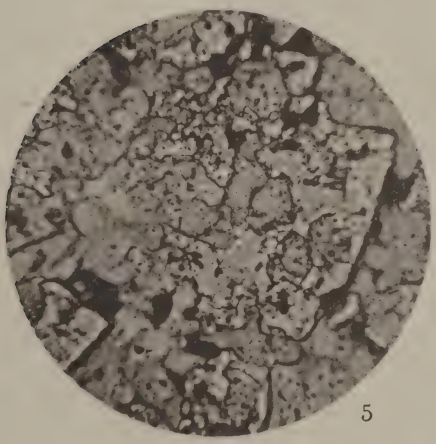
1

2

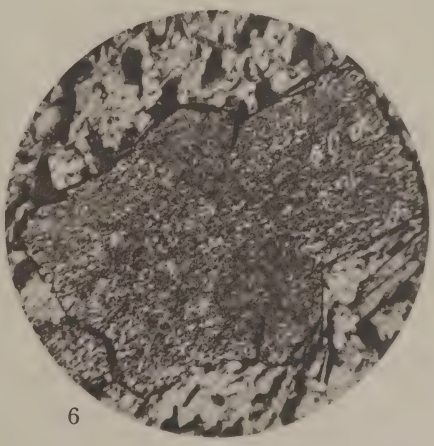
3



4



5



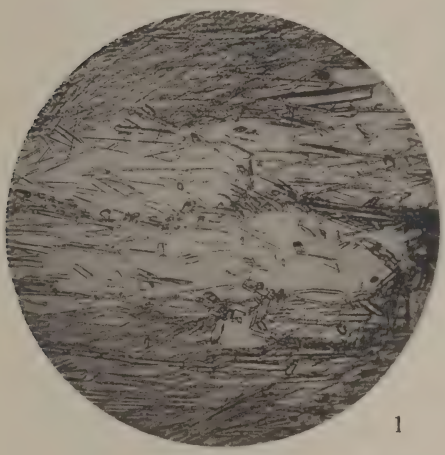
6

Sinsel & Co. G.m.b.H, Leipzig-Oetzsch.

THE LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY OF ILLINOIS

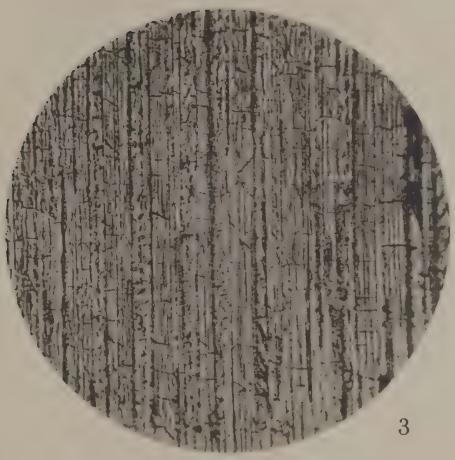
Tafel XI.

Fig. 1. Sillimanit, eingewachsen in Quarz. Gneiss von Freiberg i. S. Vergr. 30.
Fig. 2. Bronzit, Schnitt // c. Kupferberg i. Schles. Vergr. 68.
Fig. 3. Bronzit in lamellarer Verwachsung mit Diallag. Schnitt // c. Gröditzberg b. Liegnitz i. Schles. Vergr. 42.
Fig. 4. Bronzit, umgewandelt in Bastit. Porphyrit vom Hohenstein b. Ilfeld a. Harz. Vergr. 54.
Fig. 5. Olivin mit symmetrisch eingelagerten Glaseinschlüssen in glasigem Basalt vom Mauna Loa. Hawaii. Vergr. 230.
Fig. 6. Prismatin in Granulit von Waldheim i. S. mit randlicher Umwandlung. Vergr. ca. 20.

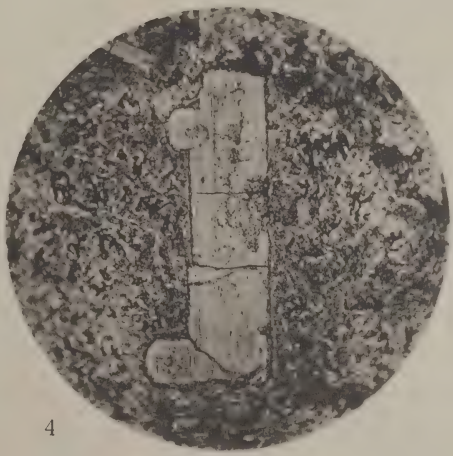


1

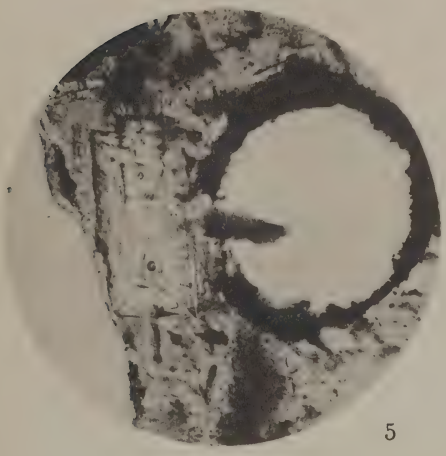
2



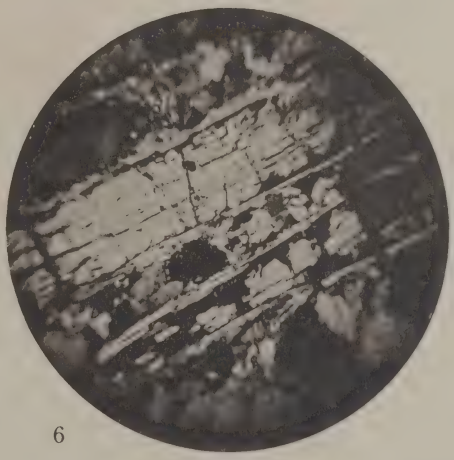
3



4



5



6

Sinsel & Co. G.m.b.H, Leipzig-Oetzsch.

THE LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY OF ILLINOIS

Tafel XII.

Fig. 1. Olivin, eingebettet in Kanadabalsam. Genarbte Oberfläche. Basalt von Steinschönau in Böhmen. Vergr. 68.

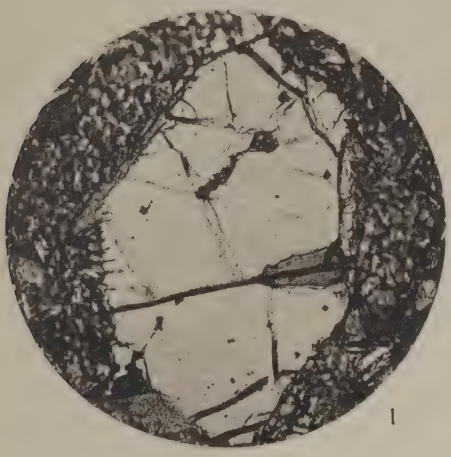
Fig. 2. Olivin in vorgeschrittener Serpentinisierung. Olivinnorit der oberen Baste b. Harzburg. Vergr. 32.

Fig. 3. Olivin (Hyalosiderit), mit breiter randlicher Ausscheidung von Eisenoxyd. Limburgit der Limburg b. Sasbach, Kaiserstuhl. Vergr. 50.

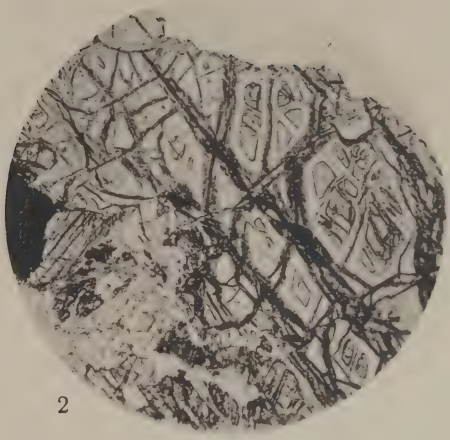
Fig. 4. Olivin, umgewandelt in Amphibol. (Pilitpseudomorphose.) Kersantit von Marbach, Niederösterreich. Vergr. 50.

Fig. 5. Cordierit, Durchkreuzungsdrilling. Auswürfling des Asama Yama, Japan. Nik. gekr. Vergr. 170.

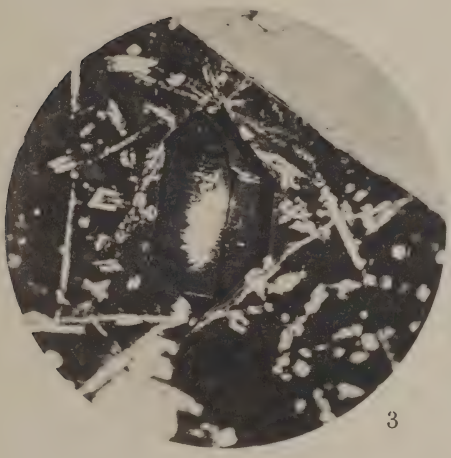
Fig. 6. Zoisit, Längs- und Querschnitte in Amphibolit von Zamborinho bei Mazedo, Portugal. Vergr. 30.



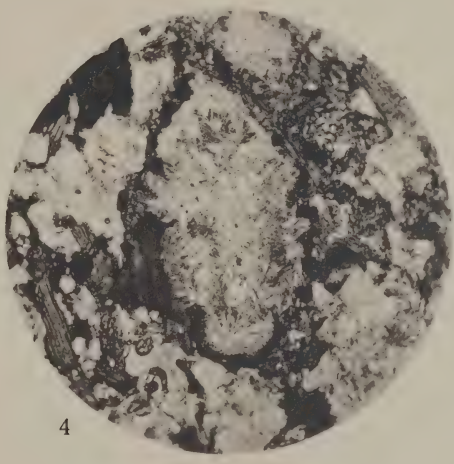
1



2

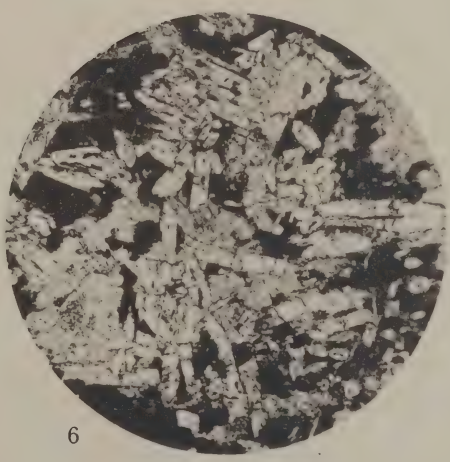


3



4

5



6

Sinsel & Co. G.m.b.H, Leipzig-Oetzsch.

THE LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY OF ILLINOIS

Tafel XIII.

Fig. 1. Zersplitterung von Plagioklas zwischen z. T. serpentinisierten Olivinen in Forellenstein von Volpersdorf i. Schlesien. Vergr. 40.

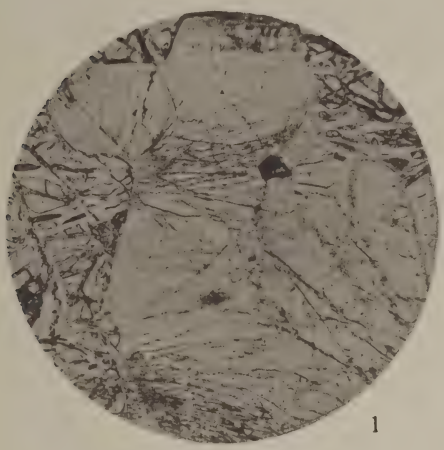
Fig. 2. Cordierit in eingeschmolzenem Buntsandstein von Schillingsruh, Reinhardswald, mit wenig Spinell in Glas. Vergr. 220.

Fig. 3. Karpholith, durch Glühen an der Luft gebräunte Parallelfasern (z. T. auch pseudomorphosiert durch Quarz). Biesenrode, Harz. Vergr. 100.

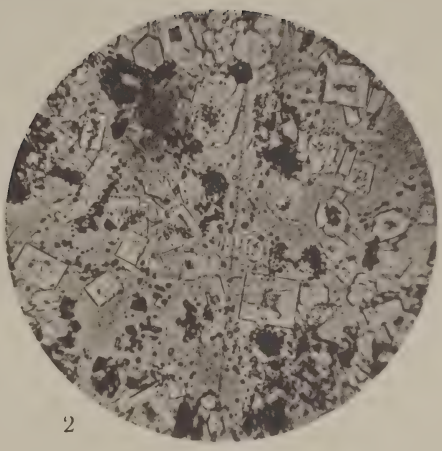
Fig. 4. Lawsonit, nesterweise in Plagioklas. Glaukophan-Amphibolit aus Valle de Varaita. Vergr. 120.

Fig. 5. Karpholith, strahlig geordnet in Serizitkarpholithschiefer mit Rutilnädelchen. Biesenrode, Harz. Vergr. 200.

Fig. 6. Karpholith, strahlig geordnet, in Serizitkarpholithschiefer von Biesenrode, Harz. Vergr. 120.



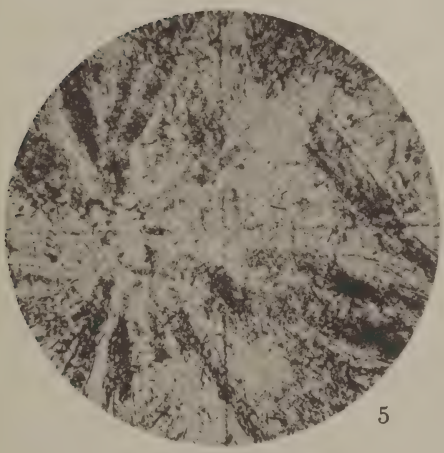
1



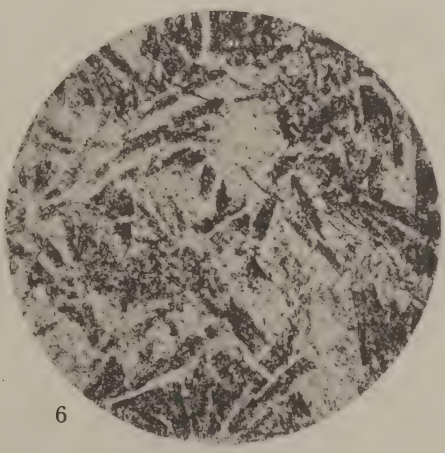
2

3

4



5



6

Sinsel & Co. G.m.b.H, Leipzig-Oetzsch.

THE LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY OF ILLINOIS

Tafel XIV.

Fig. 1. Prehnit, Kristalle in körnigem Quarz, aus einer Druse in Gabbro. Radautal, Harzburg. Vergr. 50.

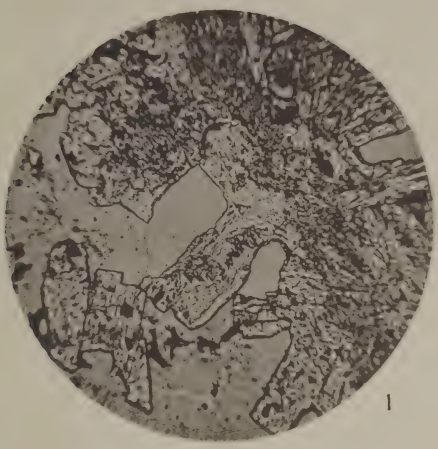
Fig. 2. Serpentin aus Olivin entstanden, mit Maschenstruktur. Schweidnitz, Schlesien. Vergr. 29.

Fig. 3. Serpentin aus Amphibol entstanden, mit Gitterstruktur. Rauental b. Markirch, Vogesen. Nik. gekr. Vergr. 54.

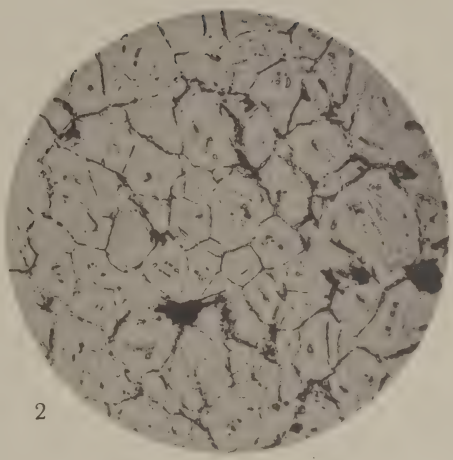
Fig. 4. Serpentin, blättrig, mit Balkenstruktur (Antigorit). Sprechenstein b. Sterzing, Tirol. Nik. gekr. Vergr. 54.

Fig. 5. Bischofit, Schnitt $\perp$ c, zerfallen in zahlreiche, z. T. verbogene Zwillingslamellen nach [110] und $[1\bar{1}0]$, eingelagert annähernd nach $(1\bar{1}0)$ und (110). Hercynia b. Vienenburg. Vergr. ca. 20.

Fig. 6. Chondrodit, rundliches Korn in körnigem Kalk, Zwilling. Boden b. Marienberg i. S. Nik. gekr. Vergr. 42.

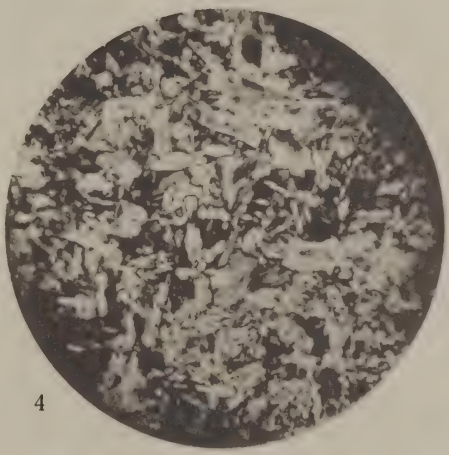


1

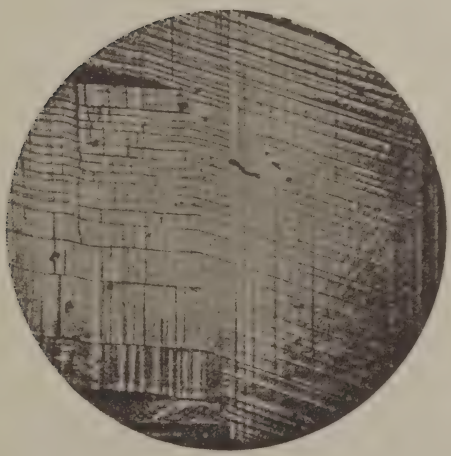


2

3



4



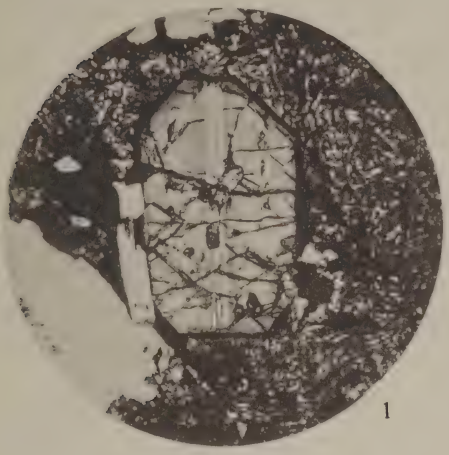
6

Sinsel & Co. G.m.b.H, Leipzig-Oetzsch.

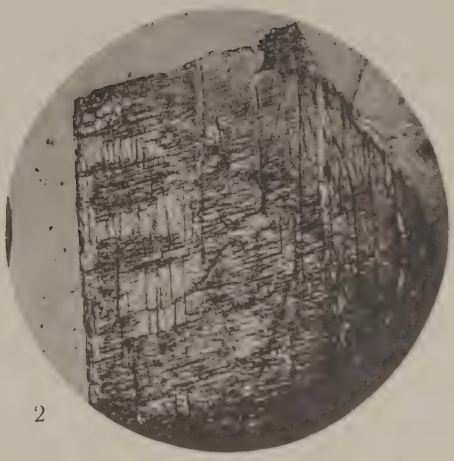
THE LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY OF ILLINOIS

Tafel XV.

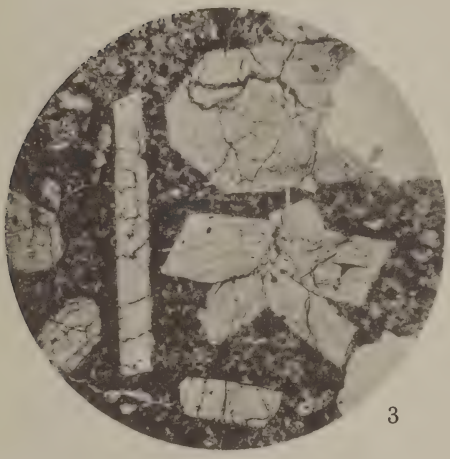
Fig. 1. Augit mit Zwillingslamellen nach (100), Schnitt nach (001). Aus Palatinit von Martinstein bei Kreuznach. Nik. gekr. Vergr. 26.
Fig. 2. Augit mit Zwillingslamellen nach (001). Diabas von Newhaven, Conn. U.S.A. Vergr. 115.
Fig. 3. Augit, knäuelartige Verwachsung aus Limburgit von der Limburg b. Sasbach, Kaiserstuhl i. B. Vergr. 22.
Fig. 4. Augit, Wachstumsformen und isomorphe Schichtung. Vesuv-Lava. Vergr. 22.
Fig. 5. Aegirinaugit, Wachstumsformen in Vitrophyr von Corriegills, Insel Arran. Vergr. 115 u. 150.
Fig. 6. Augit mit korrodiertem Kern, aus Nephelinit vom Horberich b. Oberbergen, Kaiserstuhl i. B. Vergr. 41.



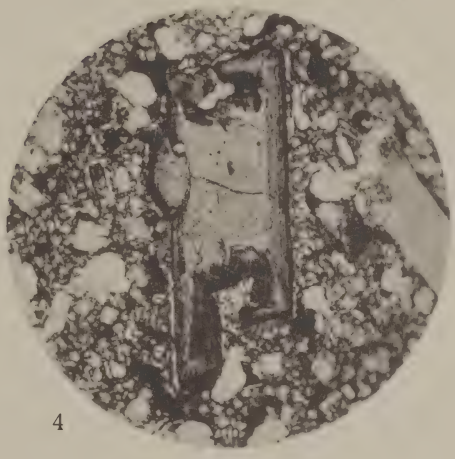
1



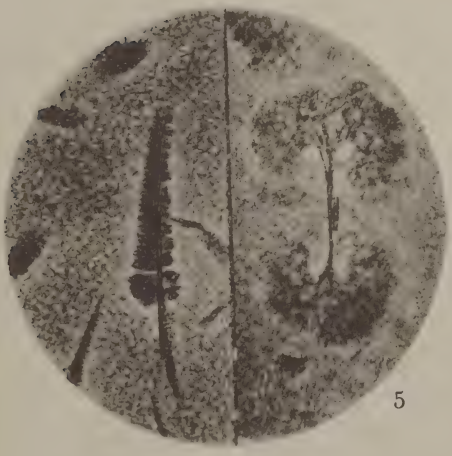
2



3



4



5

6

Sinsel & Co. G.m.b.H, Leipzig-Oetzsch.

THE LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY OF ILLINOIS

Tafel XVI.

Fig. 1. Augit, Längsschnitt mit Spaltrissen, in Leucitbasalt vom Vormberg b. Ihringen am Kaiserstuhl i. B. Vergr. 40.

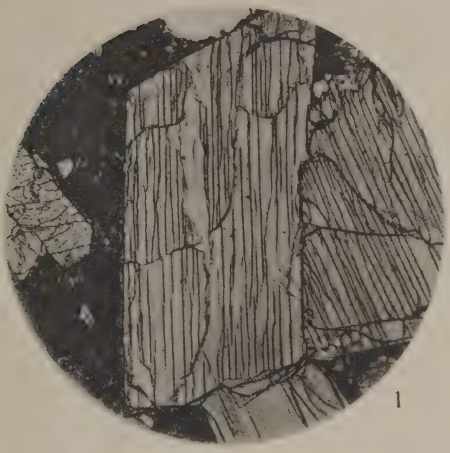
Fig. 2. Diallag, Schnitt annähernd ⊥ c; Absonderung nach (100) und Spaltung nach (110). Aus Olivingabbro von Hausdorf i. Schles. Vergr. 36.

Fig. 3. Augit und uralitische Hornblende in Parallelverwachsung. Schnitt ⊥ c aus Pikrit von Hain bei Oberdieten, Nassau. Vergr. 50.

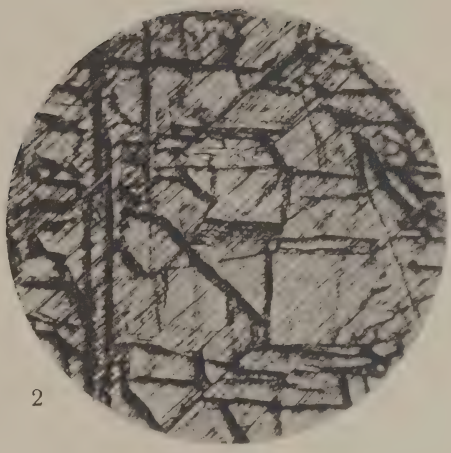
Fig. 4. Augit, Umwandlung in Chlorit. Proterobas von Stiebitz b. Bautzen, Lausitz. Vergr. 36.

Fig. 5. Hornblende mit Zwillingslamellen // (100) aus Hornblendegranitit von Pré de Fouchon bei Gérardmer, Vogesen. Vergr. 96.

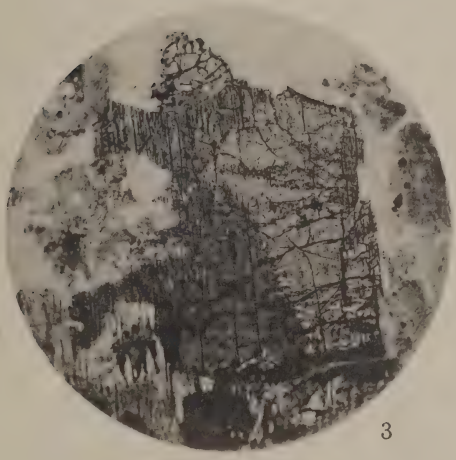
Fig. 6. Hornblende mit isomorpher Schichtung, Schnitt ⊥ c. Quarzdiorit von Little Falls, Minn. U.S.A. Vergr. 54.



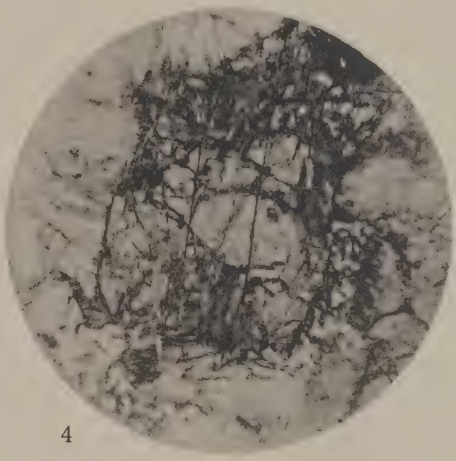
1



2

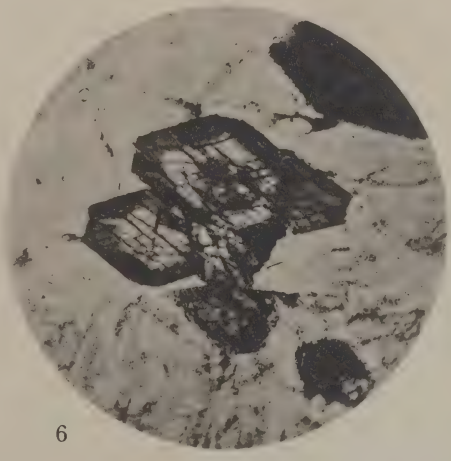


3



4

5



6

Sinsel & Co. G.m.b.H, Leipzig-Oetzsch.

THE LIBRARY
OF THE

Tafel XVII.

Fig. 1. Wollastonit, aus Kalkeinschluß im Gabbro vom Radautal, Harz. Schnitt annähernd // (010) durch Zwilling nach (100). Spaltrisse nach (100) (in beiden Individuen parallel) und nach (001) (mit stumpfem Winkel). Nik. gekr. Vergr. 100.

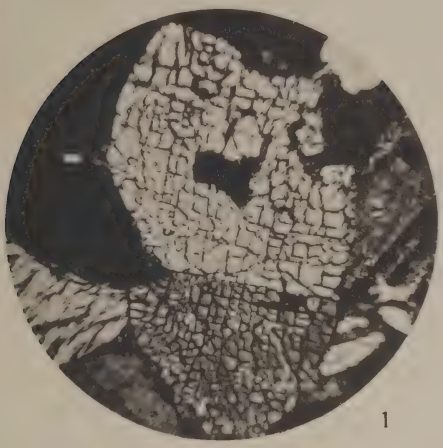
Fig. 2. Diallag, stark gequetscht. In Glaukophan-Lawsonitschiefer des Val de Varaita, Mte. Viso. Nik. gekr. Vergr. 42.

Fig. 3. Diallag mit breiter Zwillingslamelle // (100), geknickt. Val de Varaita, Mte. Viso. Nik. gekr. Vergr. 32.

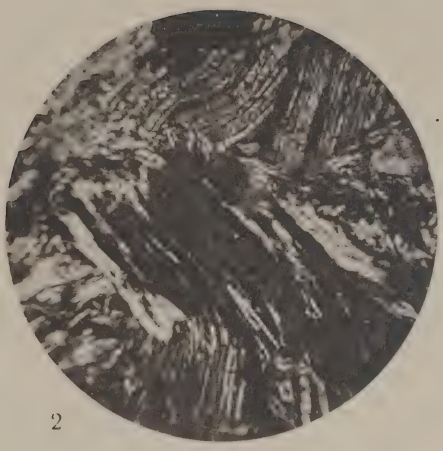
Fig. 4. Krokydolith, parallele gebogene Fasern, pseudomorphosiert durch Quarz und wenig Goethit, Oranje-Fluß, Transvaal. Vergr. 16.

Fig. 5. Biotit, gebogen und geknickt. In sog. Glimmerperidotit vom Kaltental b. Harzburg. Vergr. 38.

Fig. 6. Biotit mit ringförmigem pleochroitischem Hof um ? Zirkon. Granitporphyr, Ochsenkopf. Fichtelgebirge. Vergr. ca. 200.

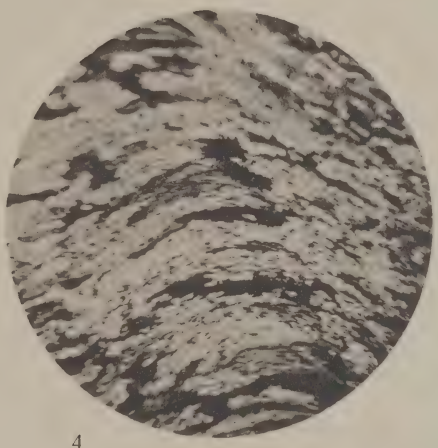


1

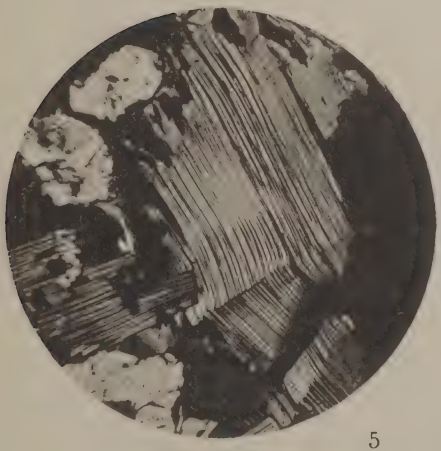


2

3



4



5

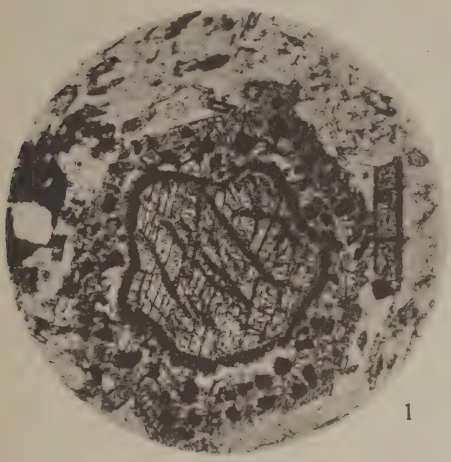
6

Sinsel & Co. G.m.b.H, Leipzig-Oetzsch.

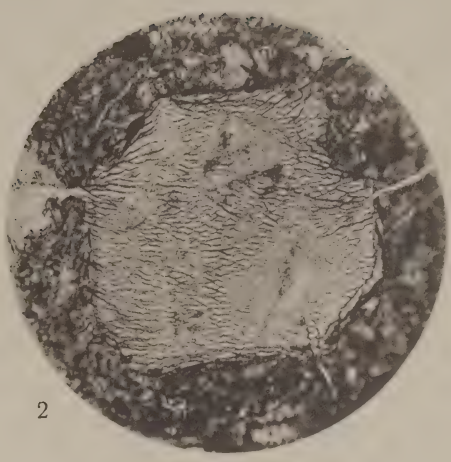
THE LIBRARY
OF THE

Tafel XVIII.

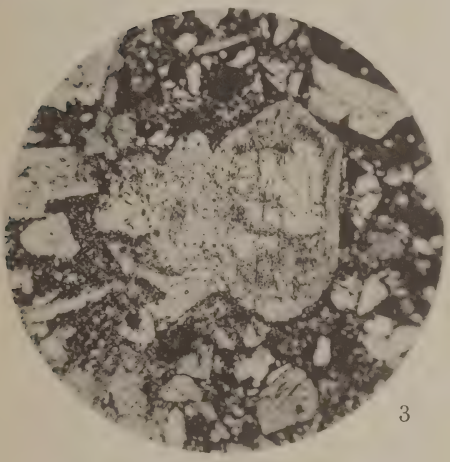
Fig. 1. Hornblende mit Magnetitrand und opacitischem Kranz von Magnetit + Augit. Nephelintephrit von Gran Canaria. Vergr. 156.
Fig. 2. Uralit, Schnitt ⊥ c. Uralitporphyrit von Miask, Ural. Vergr. 36.
Fig. 3. Uralit, Schnitt // c. Uralitporphyrit von Predazzo, Südtirol. Vergr. 11.
Fig. 4. Biotit mit Rutilnadeln aus Dioritporphyrit vom Lippenhof, Unterkirnach, Schwarzwald. Vergr. 144.
Fig. 5. Biotit, umgewandelt in Chlorit. Granitporphyr des Bodeganges, Bodetal, Harz. Vergr. 32.
Fig. 6. Ottrelith, Schnitt // (001), mit isomorpher Schichtung. Ottrelithphyllit von Harvey Hills bei Leeds, Kanada. Vergr. 67.



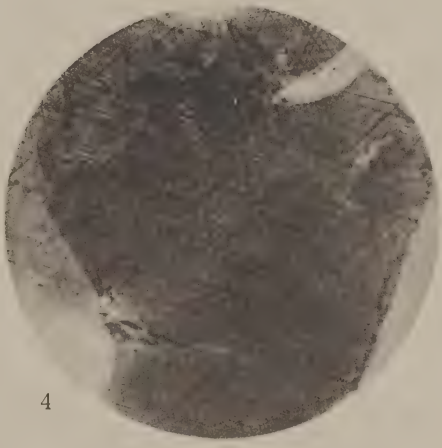
1



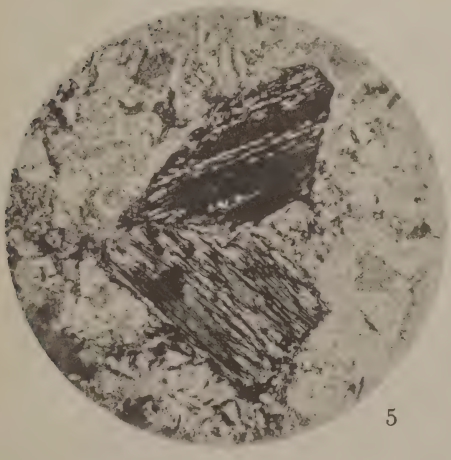
2



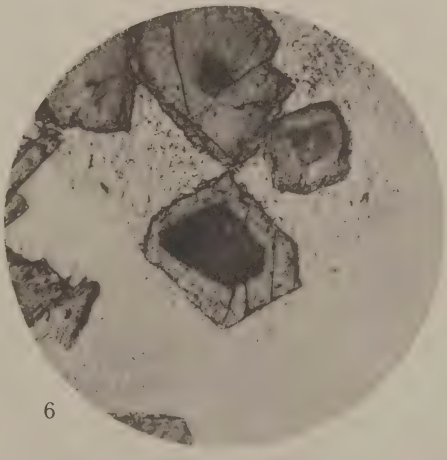
3



4



5



6

Sinsel & Co. G.m.b.H, Leipzig-Oetzsch.

THE LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY OF ILLINOIS

Tafel XIX.

Fig. 1. Hypersthen in Andesit von Mocsar b. Schemnitz. Umbildung längs der Ränder, Sprünge und Spaltrisse. Nik. fast gekr. Vergr. 30.

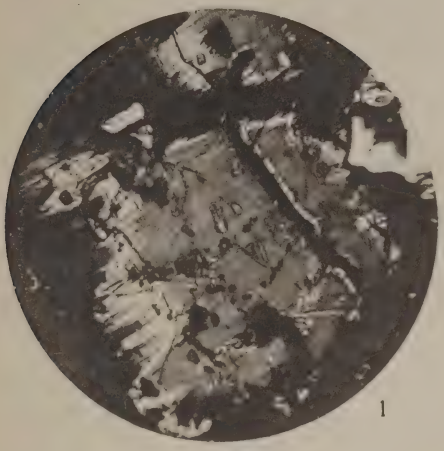
Fig. 2. Hornblendezwilling in Andesit vom Gamsigrad, Serbien. Umbildung längs Sprüngen und Spaltrissen, erkennbar an der Aenderung der Färbung und Doppelbrechung. Nik. gekr. Vergr. ca. 30.

Fig. 3. Prehnit (mit Datolith), fächerförmige Anordnung und Gitterstruktur. Wolfach, Kinzigtal im Schwarzwald. Nik. gekr. Vergr. 40.

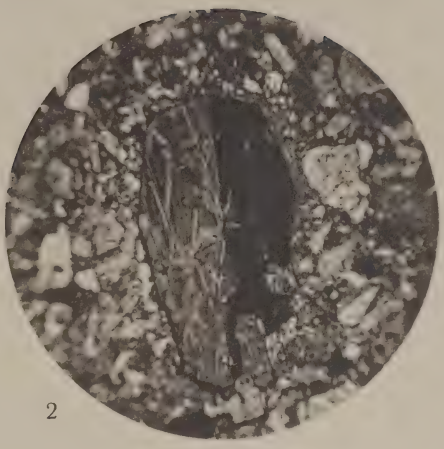
Fig. 4. Olivin in regelmäßiger Verwachsung mit Titaneisen in Basalt vom Aussichtsturm, Habichtswald. Vergr. 15.

Fig. 5. Enstatit, Kristalle (links der Mitte) in feinkörnigem Biotithornfels vom Bremer Teich am Ramberg, Harz. Vergr. ca. 150.

Fig. 6. Enstatit parallel umwachsen von Augit in Feldspatbasalt des Donne-Tals bei Sababurg, Reinhardswald. Nik. gekr. Vergr. ca. 35.



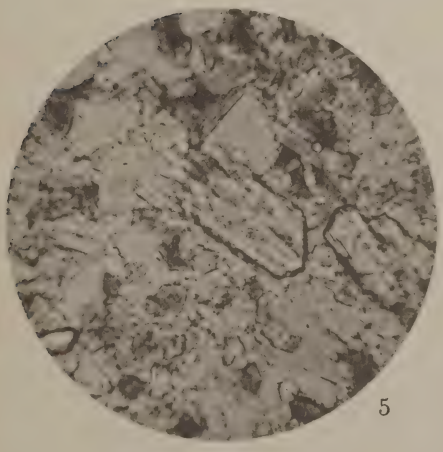
1



2

3

4



5

6

Sinsel & Co. G.m.b.H, Leipzig-Oetzsch.

Tafel XX.

Fig. 1. Andalusit in kontaktmetamorphosiertem Ottrelithphyllit, dessen Fältelung er bewahrt. Mont Maré b. Marabastad, Transvaal. Vergr. ca. 30.

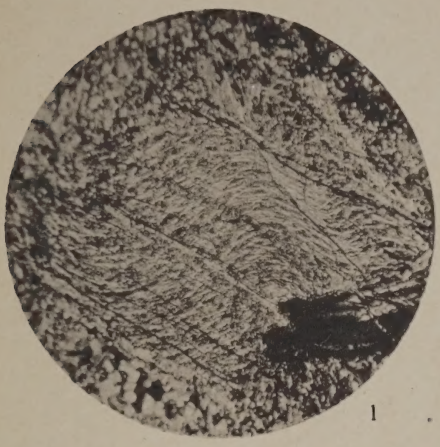
Fig. 2. Sapphirin, Fiskernäs, Grönland. Mit Gedrit eingebettet in Anomit. Vergr. 15.

Fig. 3. Cordierit, pinitisiert. Längs- und Querschnitte in Spilosit von Mägdesprung, Harz. Im auffallenden Licht. Vergr. ca. 15.

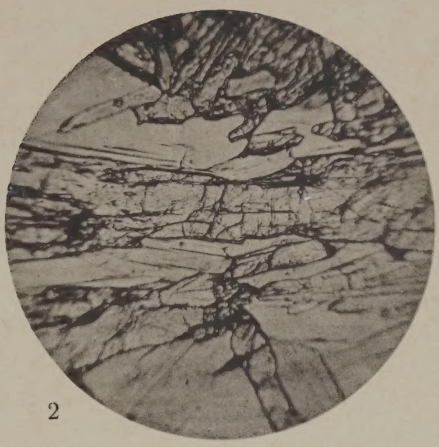
Fig. 4. Zoisit // (h0l). Anwachsschichten mit verschiedenen (anormalen) Interferenzfarben (bei gleichzeitiger Auslöschung). Saualpe, Kärnten. Nik. gekr. Vergr. ca. 15.

Fig. 5. Hypersthen von St. Paul, // (100) die Einschlüsse von ? Titaneisen durch Erhitzen auf rund 1100° (75 Min.) z. T. umgewandelt in regelmäßig eingelagerte Nädelchen von ? Rutil (namentlich unten links). Vergr. 150.

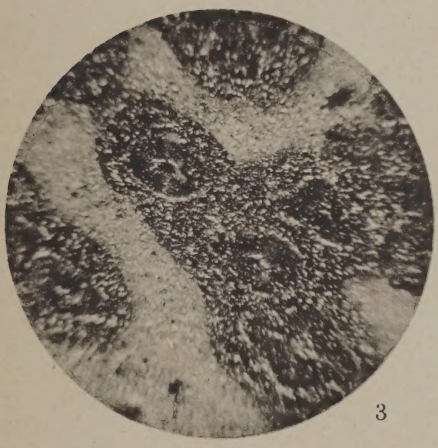
Fig. 6. Olivin in Olivinfelsknollen des Basalts vom Hohen Hagen b. Göttingen. Schnitt ca. // (001), nach Auslöschung und Doppelbrechung abweichende Lamellen // b. (? Knickung.) Nik. gekr. Vergr. ca. 45.



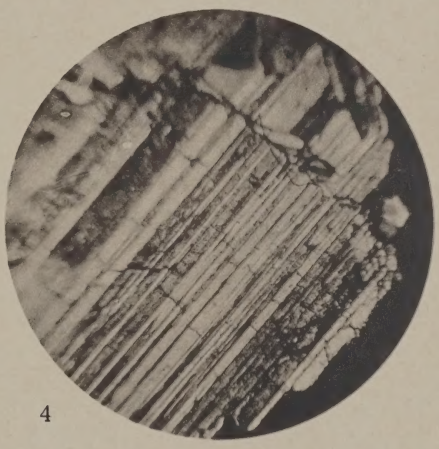
1



2

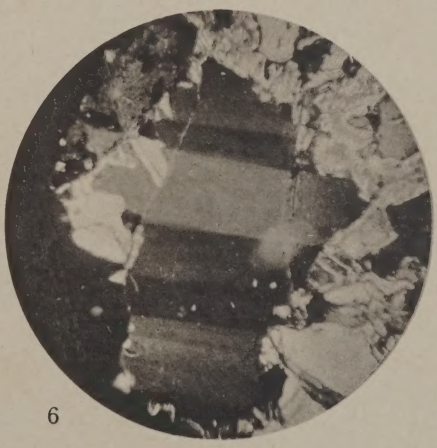


3



4

5



6

Sinsel & Co. G.m.b.H, Leipzig-Oetzsch.

THE LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY OF ILLINOIS

Rosenbusch, H., Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Ein Hilfsbuch bei mikroskopischen Gesteinsstudien.

Band I. **Die petrographisch wichtigen Mineralien.**

1. Hälfte. Untersuchungsmethoden. 5. Aufl. Von E. A. Wülfing. Gr. 8°. XXIV, 847 Seiten mit 680 Textfiguren und 15 Tafeln. Hlfzbd. RM 65.—

2. Hälfte. Spezieller Teil. 5. Aufl. Von O. Mügge Liefg. 1. Gr. 8°. VIII, 276 Seiten mit 28 Textfiguren und 9 Taf. Brosch. RM 24.—

Band II. **Massige Gesteine.** Von H. Rosenbusch. 4. Auflage. 1. Hälfte. Tiefengesteine und Ganggesteine. 2. Hälfte. Ergußgesteine. Mit 4 Tafeln. Brosch. RM 90.—

Rosenbusch, H., Hilfstabellen zur mikroskopischen Mineralbestimmung. Gr. 8°. In Futteral. RM 1.75

Rosenbusch-Osann, Elemente der Gesteinslehre. Vierte neubearbeitete Auflage. Gr. 8°. 780 S. mit 115 Textfiguren und 3 Tafeln. in Lwd. geb. RM 32.50

Osann, A., Beiträge zur chemischen Petrographie.

I. Teil. Molekularquotienten zur Berechnung von Gesteinsanalysen. 4°. 1903 (202 S.) Brosch. RM 13.50

II. Teil. Analysen Eruptivgesteine aus den Jahren 1884—1900. Mit einem Anhang: Analysen isolierter Gemengteile. 4°. 1905. (530 S.) Brosch. RM 24.—

Cohen, E., Sammlung von Mikrophotographien zur Veranschaulichung der mikroskopischen Struktur von Mineralien und Gesteinen. Dritte Auflage. Ausgabe in Lichtdruck. 80 Tafeln mit 320 Abbildungen. 4°. In Mappe. RM 150.—

Cohen, E., Zusammenstellung petrographischer Untersuchungsmethoden nebst Angabe der Literatur. Dritte, vermehrte und verbesserte Auflage. 8°. (54 S.) Brosch. RM 3.—

Bubnoff, S. v., Die Grundlagen der Deckentheorie in den Alpen. Gr. 8°. 1921. 149 Seiten mit 45 Textfiguren. Brosch. RM 9.—

Salomon, W., Grundzüge der Geologie. Band I. Allgemeine Geologie. Teil I. Innere Dynamik, Teil II, Äußere Dynamik. Gr. 8°. X. 840 Seit. mit 2 Tafeln, 1 Kartenbeilage und 331 Textabbildungen. In Lwd. geb. RM 32.50

Band II. Erdgeschichte. Teil I: Archäikum, Proterozoikum (Archäozoikum, Algonkium), Paläozoikum. Teil II: Mesozoikum und Neozoikum. Gr. 8°. VIII. 616 Seiten mit 16 Tafeln, einer Tabelle der wichtigsten erdgeschichtlichen Ereignisse und 320 Textfiguren. In Lwd. geb. RM 33.50

Krüger, Karl, Erdöl — Ölvorkommen, Ölförderung, Ölschiefer, Ölpolitik, Gr. 8°. 86 Seiten. Brosch. RM 3.50

Krüger-Poschardt, Die Erdölwirtschaft der Welt. I. Teil: Einführung in die Erdölwirtschaft. II. Teil: Die Erdölindustrie und -Wirtschaft der bedeutendsten Länder. Gr. 8°. XXX. 496 S. mit zahlreichen Tabellen, Abbildungen und graphischen Darstellungen. In Lwd. geb. RM 30.—

Henglein, M., Erz- und Minerallagerstätten des Schwarzwaldes. Lex. 196 S. mit 27 Textabbildungen. RM 10.—